



UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola



**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROBIOLÓGICAS DE GALICIA
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS**

Departamento de Bioquímica del Suelo

TESIS DOCTORAL

***Riesgo de pérdidas de P en los suelos cercanos a los
embalses de Fervenza y Portodemouros***

Santiago de Compostela, diciembre de 2011

Fátima Troitiño Rey

Fernando Gil Sotres, Catedrático del Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Universidad de Santiago de Compostela, María del Carmen Leirós de la Peña, Catedrática de Edafología y Química Agrícola de la Universidad de Santiago de Compostela, y Carmen Trasar Cepeda, Investigador Científico del C.S.I.C., adscrita al Departamento de Bioquímica del Suelo del Instituto de Investigaciones Agrobiológicas de Galicia

CERTIFICAN:

Que la presente memoria titulada: ***“Riesgo de pérdidas de P en los suelos cercanos a los embalses de Fervenza y Portodemouros”***, que para optar al Grado de Doctora presenta la licenciada Fátima Troitiño Rey, fue realizada bajo nuestra dirección en el Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Universidad de Santiago de Compostela y en el Departamento de Bioquímica del Suelo del Instituto de Investigaciones Agrobiológicas de Galicia del C.S.I.C., y estando concluida, autorizamos su presentación a fin de que pueda ser juzgada por el tribunal correspondiente.

Y para que conste, se expide y firma la presente certificación,

Santiago de Compostela, diciembre de 2011

Fernando Gil Sotres

M^a Carmen Leirós de la Peña

Carmen Trasar Cepeda

Agradecimientos

La realización de una tesis doctoral conlleva mucha dedicación y esfuerzo y la implicación de muchas personas que directa o indirectamente colaboran en su consecución. Aunque ahora soy yo la parte visible lo cierto es que este trabajo no me pertenece a mí exclusivamente, por eso quiero empezar dando las gracias muy sinceramente a Fernando Gil Sotres, director de esta tesis, por su confianza en mí, por su dedicación, su paciencia y su ayuda constante.

A Carmen Trasar y a Mencha por sus sabias aportaciones y sus consejos.

A Isabel, Ana y Carol por su ayuda en la realización de la parte experimental.

Al proyecto “Key nutrient transport mechanisms important for the prediction of nutrient and phytoplankton concentrations in European standing waters” por financiar este estudio y al Consejo Superior de Investigaciones Científicas, CSIC, por la ayuda para la formación y especialización de investigadores, convocatoria I3P.

A mis compañeros y compañeras del CSIC, Daniel, Diana,... por su acogida durante los dos años que estuve allí. No quiero olvidarme de Fina por las visitas diarias y todas las palabras de ánimo. No cabe duda que son las personas las que hacen grandes los lugares y en este sentido quiero destacar a Bea, por hacerme participe de su “buena suerte” y por todo lo compartido y a Tamara, por su magia, por hacerme más ameno el día a día y por la amistad que nos une.

A todas las personas que pasaron por el departamento de Edafología de Farmacia y con las que compartí clases, prácticas, horas de ordenador, entre otros, Fátima, Arantxa, Manola, Javier,...

A Cristina, Ana, Iria, Mónica y Rita porque la amistad no entiende de distancia, y se afianza con el tiempo, y porque hay mucha química entre nosotras.

A María José, Lucía, Melisa, Almudena, Raquel, Luz... por tantos momentos vividos, por todo su ánimo y apoyo, y por su amistad, un valioso tesoro. Al resto de amigos, ellos saben quiénes son, porque sin duda ocupan una parte importante de mi vida.

A mi familia, que es la principal sufridora de la prolongación en el tiempo de la tesis. Quiero empezar por mi abuela que ya no está, pero que siempre estará presente en mi memoria. A mis padres, a los que quiero y admiro profundamente, por alentarme siempre, especialmente en los momentos difíciles. Por enseñarme que con trabajo y esfuerzo todo se logra, y creer en mí. Gracias a los dos, todo os lo debo a vosotros. A mis hermanas, porque no sería yo sin ellas. A Raquel, mi medio yo, no se me ocurre nadie mejor con quien compartir tantos momentos en mi vida, no tengo palabras para expresar mi gratitud y lo que significas. A Mary, la mayor, la cariñosa, la que siempre está ahí cuidando, mimando, la que nunca dudó de mi capacidad y a Peggy, la racional, la que me enseñó la base del método científico, a cuestionarlo todo!, la importancia de la autosuficiencia, el manejo de la informática, quien confió en que podía lograr lo que me propusiese y que las metas están ahí para alcanzarlas. Gracias a las tres.

A Manuel, Valerio, Antonio por ser tan auténticos, y por todas las risas compartidas y a Josué, por permitirme ser participe de su descubrimiento del mundo, por enseñarme lo feliz que nos pueden hacer las cosas sencillas.

A Carmen, Carlos, Mercedes, Carlos Viturro, y a las dos princesas Iria y Sabela, por aceptarme y acogerme tan bien desde el primer momento, y por todo el cariño.

Al resto de mi familia, los que me habéis apoyado siempre y estáis pendientes de mí.

A Marcos, a quien tengo la suerte de conocer y amar, mi complemento perfecto, mi cómplice, gracias por sacar lo mejor de mí, por tu ingenio, tu comprensión y tu apoyo.

A todos y todas, gracias.

***“A mis padres, a mis hermanas y a Marcos...
por su amor incondicional.”***

*“O valor das coisas não está no tempo que elas
duram, mas na intensidade com que acontecem.
Por isso existem momentos inesquecíveis, coisas
inexplicáveis e pessoas incomparáveis.”
Fernando Pessoa*

Índice	Págs.
1. Introducción	3
1.1. Formas de fósforo en el suelo	3
1.1.1. <i>P inorgánico</i>	3
1.1.2. <i>P orgánico</i>	4
1.1.3. <i>P en solución y P particulado</i>	5
1.2. Reacciones que controlan el ciclo del P en el suelo	7
1.2.1. <i>Precipitación/disolución</i>	7
1.2.2. <i>Sorción/desorción</i>	8
1.2.3. <i>Solubilización microbiana</i>	14
1.2.4. <i>Mineralización/inmovilización</i>	16
1.2.5. <i>Pérdidas de P en el suelo</i>	17
1.3. Medida del P adsorbido. Modelos de equilibrio	18
1.3.1. <i>Ecuación de Freundlich</i>	18
1.3.2. <i>Isoterma de Langmuir</i>	19
1.4. Niveles óptimos de P en el suelo	19
1.4.1. <i>Test agronómico de P</i>	20
1.4.2. <i>Test medioambiental de P</i>	21
1.5. P en el agua	23
1.5.1. <i>Pérdida de P del suelo al agua</i>	26
1.5.2. <i>P como limitante de procesos de eutrofización</i>	28
1.6. Modelos de exportación de P	33
1.6.1. <i>Coeficientes de exportación de P</i>	35
1.6.2. <i>Modelos basados en la dinámica del P en el suelo</i>	36
1.7. Estimación de los índices de P	40
1.8. Factores de fuente	41
1.8.1. <i>La fertilización química como fuente de P</i> ..	42
1.8.2. <i>El uso de abonos orgánicos</i>	43
1.8.3. <i>Influencia del uso del suelo en las pérdidas de fósforo</i>	44
1.9. Factores de transporte de P	44
1.9.1. <i>Erosión</i>	45
1.9.2. <i>Escorrentía</i>	50
1.9.3. <i>Conectividad</i>	54
1.9.4. <i>Zonas de amortiguación</i>	54
1.9.5. <i>Otros factores de transporte</i>	56
1.10. Evolución de los índices de P	57

2. Justificación y objetivos	63
2.1. Justificación	63
2.2. Objetivos.....	64
3. Materiales	67
3.1. Área de Fervenza.....	68
3.1.1. Embalse	68
3.1.2. Geología del área alrededor del embalse	68
3.1.3. Suelos y usos del suelo	71
3.1.4. Ubicación de los puntos de muestreo.....	71
3.2. Área Portodemouros	71
3.2.1. Embalse	71
3.2.2. Geología del área alrededor del embalse.....	74
3.2.3. Suelos y usos del suelo	75
3.2.4. Ubicación de los puntos de muestreo.....	76
3.3. Cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas	76
3.3.1. Situación	76
3.3.2. Geología del área de la cuenca	79
3.3.3. Suelos y usos del suelo	80
3.3.4. Ubicación de los puntos de muestreo.....	80
4. Métodos.....	87
4.1. Análisis de los suelos.....	87
4.1.1 Toma de muestras y su conservación	87
4.1.2. Medida de la humedad del suelo.....	87
4.1.3. Determinación del pH en H₂O y en KCl	87
4.1.4. Determinación del carbono total del suelo	88
4.1.5. Determinación del nitrógeno total	89
4.1.6. Óxidos amorfos de Fe y Al	91
4.1.7. Fósforo extraíble con bicarbonato	91
4.1.8. Estudio de la adsorción del fósforo.....	92
4.1.9. Estudio de la desorción del fósforo. Fósforo total (TP), fósforo reactivo al molibdato (MRP) y fósforo particulado (PP)	92
4.1.10. Reactivos utilizados para la determinación de fósforo	93
4.2. Análisis de las aguas	94
4.2.1. Determinación del pH en H₂O.....	94
4.2.2. Determinación del amonio (NH₄⁺)	94
4.2.3. Determinación de sólidos totales en suspensión (SS)	94
4.2.4. Determinación del nitrógeno Kjeldhal (NKjeldhal)	94

4.2.5. Determinación de nitratos (NO_3^-)	94
4.2.6. Determinación del fósforo total (TP)	94
4.2.7. Determinación del fósforo soluble (MRP)	94
4.2.8. Determinación del silicio (Si)	95
4.2.9. Determinación del carbono orgánico total (COT)	95
4.2.10. Determinación de cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ y Fe^+)	95
4.2.11. Determinación de sodio y potasio (Na^+ y K^+)	95
4.2.12. Determinación de calcio y magnesio (Ca^{2+} y Mg^{2+}).....	95
4.2.13. Determinación de hierro (Fe)	95
4.2.14. Determinación de aniones (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-} , CO_3^{2-})	95
4.3. Análisis de los sedimentos	95
4.3.1. Estudio de las fases fosfato.....	96
4.3.2. Análisis granulométrico	96
4.3.3. Análisis químico de las fracciones del sedimento	96
5. Resultados relativos a los suelos de los alrededores del embalse de Fervenza	101
5.1. Propiedades generales de los suelos.....	101
5.1.1. Valores de pH en H_2O y en KCl	101
5.1.2. Contenido de carbono y nitrógeno totales y valores de la relación C/N	103
5.1.3. Contenido de óxidos amorfos de hierro y aluminio extraíbles.....	105
5.2. Parámetros del fósforo	107
5.2.1. Fósforo extraído con bicarbonato	107
5.2.2. Adsorción del fósforo	109
5.2.3. Ordenada de la isoterma de Freundlich..	112
5.2.4. Grado de saturación en P	114
5.2.5. Influencia de la relación suelo – extractante en la desorción del P	118
5.2.6. Influencia del tiempo de desorción sobre la liberación del MRP	125
5.2.7. Estudio cinético de la desorción	129
5.2.8. Estudio de la concentración de P en función de la relación suelo:agua	131
5.2.9. Pendiente de la ecuación descrita por Øgaard.	134
5.3. Evolución anual de los parámetros relativos al fósforo en los suelos de los alrededores del embalse de Fervenza	136
5.3.1. P total extraído con bicarbonato	136
5.3.2. P inorgánico extraído con bicarbonato.....	137
5.3.3. P orgánico extraído con bicarbonato	139
5.3.4. Influencia del uso del suelo en el P extraído con bicarbonato	141
5.3.5. P total desorbido para una relación suelo:agua 1:100.....	144
5.3.6. MRP desorbido para una relación suelo:agua 1:100	145

5.3.7. <i>P</i> particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:100.....	147
5.3.8. <i>P</i> total desorbido para una relación suelo:agua 1:20	148
5.3.9. <i>MRP</i> desorbido para una relación suelo:agua 1:20	151
5.3.10. <i>P</i> particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:20	152
5.3.11. Influencia del uso del suelo en la desorción de <i>P</i> para una relación suelo:agua 1:100	154
5.3.12. Influencia del uso del suelo en la desorción de <i>P</i> para una relación suelo:agua 1:20	155
6. Resultados relativos a los suelos de los alrededores del embalse de Portodemouros ...	161
6.1. Propiedades generales de los suelos	161
6.1.1. Valores de pH en H ₂ O y en KCl	161
6.1.2. Contenido de carbono y nitrógeno totales y valores de la relación C/N	162
6.1.3. Contenido de óxidos amorfos de hierro y aluminio extraíbles	165
6.2. Parámetros del P	167
6.2.1. Fósforo extraído con bicarbonato.	167
6.2.2. Adsorción del fósforo	169
6.2.3. Ordenada de la isoterma de Freundlich	172
6.2.4. Grado de saturación en P.....	173
6.2.5. Influencia de la relación suelo – extractante en la desorción del P	177
6.2.6. Influencia del tiempo de desorción sobre la liberación del <i>MRP</i>	185
6.2.7. Estudio cinético de la desorción	189
6.2.8. Estudio de la concentración de <i>P</i> en función de la relación suelo:agua	190
6.2.9. Pendiente de la ecuación descrita por Øgaard.....	193
6.3. Evolución anual de los parámetros relativos al fósforo en los suelos próximos al embalse de Portodemouros.....	194
6.3.1. <i>P</i> total extraído con bicarbonato.....	194
6.3.2. <i>P</i> inorgánico extraído con bicarbonato	195
6.3.3. <i>P</i> orgánico extraído con bicarbonato.....	198
6.3.4. Influencia del uso del suelo en el <i>P</i> extraído con bicarbonato	200
6.3.5. <i>P</i> total desorbido para una relación suelo:agua 1:100	202
6.3.6. <i>MRP</i> desorbido para una relación suelo:agua 1:100	204
6.3.7. <i>P</i> particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:100	206
6.3.8. <i>P</i> total desorbido para una relación suelo:agua 1:20	208
6.3.9. <i>MRP</i> desorbido para una relación suelo:agua 1:20	211
6.3.10. <i>P</i> particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:20	212
6.3.11. Influencia del uso del suelo en la desorción de <i>P</i> para una relación suelo:agua 1:100	215

6.3.12. Influencia del uso del suelo en la desorción de P para una relación suelo:agua 1:20.....	216
7. Discusión sobre el riesgo de pérdida de P en los suelos de Fervenza y Portodemouros.....	221
7.1. Influencia del uso sobre las propiedades generales de los suelos	221
7.2. Influencia del uso del suelo sobre la dinámica del fósforo	225
7.2.1. Efecto del uso del suelo sobre el parámetro cantidad	226
7.2.2. Efecto del uso del suelo sobre el parámetro intensidad	254
7.3. Estudio cinético de la desorción de P	266
7.3.1. Desorción a los 5 minutos	266
7.3.2. Desorción a los 30 minutos	267
7.3.3. Desorción a los 120 minutos	268
7.4. Influencia de la dilución en la desorción de P	271
7.4.1. Parámetros de la dilución	271
7.5. Evolución anual de algunos parámetros del P.....	280
7.6. Relación entre los diferentes parámetros de P y las propiedades generales del suelo.....	289
7.7. Análisis de Componentes Principales	293
8. Estudio del riesgo de pérdidas de P en la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas .	303
8.1. Justificación	303
8.2. Estudio de los suelos	303
8.2.1. Propiedades generales de los suelos comparados con los suelos de Fervenza	303
8.2.2. Parámetros del fósforo	308
8.2.3. Concentración de P desorbido en función de la relación suelo:agua	320
8.3. Características de las aguas que drenan la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.....	322
8.3.1. Parámetros físicos y físico-químicos	322
8.3.2. Formas de fósforo	328
8.3.3. Variación temporal de las formas de P (P total, MRP y P particulado)	329
8.3.4. Distribución porcentual del P particulado	341
8.3.5. Cantidades de nutrientes portados a lo largo de los ríos	344
8.4. Estudio de los sedimentos recogidos en los lechos de los ríos que drenan la cuenca	346
8.4.1. Fases fosfato en equilibrio.....	347
8.4.2. Análisis granulométrico	349
8.4.3. Fósforo total en los sedimentos y en las diferentes fracciones granulométricas	351
8.5. Relaciones entre la concentración de P en el agua y los contenidos en P en los suelos.....	354

9. Diseño de un Índice de P para la cuenca de Fonte Espiño- Rego de Abellas.....	361
9.1. Introducción.....	361
9.2. El índice de Gburek et al. (2000)	362
<i>9.2.1. Estructura del factor fuente</i>	<i>363</i>
<i>9.2.2. Estructura del factor transporte</i>	<i>363</i>
9.3. Modificaciones introducidas en el factor fuente del índice de Gburek et al. (2000) para su aplicación en la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas..	364
<i>9.3.1. Test de P</i>	<i>366</i>
<i>9.3.2. MRP desorbido</i>	<i>368</i>
<i>9.3.3. PSD-3</i>	<i>372</i>
9.4. Modificaciones introducidas en el factor transporte del índice de Gburek et al. (2000)	375
<i>9.4.1. Componente distancia</i>	<i>378</i>
<i>9.4.2. Componente topográfico</i>	<i>379</i>
<i>9.4.3. Componente grado de escorrentía</i>	<i>383</i>
9.5. Estimación del factor fuente	384
9.6. Estimación del factor transporte	389
9.7. Estimación del índice de P	391
10. Validación del índice de P diseñado para la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas	399
10.1. Justificación	399
10.2. Aproximación cualitativa para la validación del índice de fósforo	399
<i>10.2.1. Evaluación del P total</i>	<i>401</i>
<i>10.2.2. Evaluación del MRP</i>	<i>408</i>
10.3. Aproximación cuantitativa para la validación del índice de fósforo	414
11. Conclusiones	429
11.1. Sobre la influencia del uso del suelo en la dinámica del P	429
11.2. Sobre el diseño de un índice de P en la cuenca Fonte Espiño – Rego de Abellas...	430
12. Bibliografía	435

1. Introducción.....	3
1.1. Formas de fósforo en el suelo	3
1.1.1. <i>P inorgánico.....</i>	3
1.1.2. <i>P orgánico.....</i>	4
1.1.3. <i>P en solución y P particulado.....</i>	5
1.2. Reacciones que controlan el ciclo del P en el suelo.....	7
1.2.1. <i>Precipitación/disolución.....</i>	7
1.2.2. <i>Sorción/desorción.....</i>	8
1.2.3. <i>Solubilización microbiana.....</i>	14
1.2.4. <i>Mineralización/inmovilización.....</i>	16
1.2.5. <i>Pérdidas de P en el suelo.....</i>	17
1.3. Medida del P adsorbido. Modelos de equilibrio	18
1.3.1. <i>Ecuación de Freundlich.....</i>	18
1.3.2. <i>Isoterma de Langmuir.....</i>	18
1.4. Niveles óptimos de P en el suelo	19
1.4.1. <i>Test agronómico de P.....</i>	20
1.4.2. <i>Test medioambiental de P.....</i>	21
1.5. P en el agua	23
1.5.1. <i>Pérdida de P del suelo al agua.....</i>	26
1.5.2. <i>P como limitante de procesos de eutrofización.....</i>	28
1.6. Modelos de exportación de P	33
1.6.1. <i>Coeficientes de exportación de P.....</i>	35
1.6.2. <i>Modelos basados en la dinámica del P en el suelo.....</i>	36
1.7. Estimación de los índices de P	40
1.8. Factores de fuente.....	41
1.8.1. <i>La fertilización química como fuente de P.....</i>	42
1.8.2. <i>El uso de abonos orgánicos.....</i>	43
1.8.3. <i>Influencia del uso del suelo en las pérdidas de fósforo.....</i>	44
1.9. Factores de transporte de P	44
1.9.1. <i>Erosión.....</i>	45
1.9.2. <i>Escorrentía.....</i>	50
1.9.3. <i>Conectividad.....</i>	54
1.9.4. <i>Zonas de amortiguación.....</i>	54
1.9.5. <i>Otros factores de transporte.....</i>	56
1.10. Evolución de los índices de P	57

1.- INTRODUCCIÓN

1. Introducción

1.1. Formas de fósforo en el suelo

1.1.1. P inorgánico

El P está presente en el suelo en formas inorgánicas y orgánicas. Con respecto a las formas inorgánicas de P hay que distinguir las formas iónicas, presentes en la solución del suelo, de las formas minerales discretas. El P inorgánico es extremadamente reactivo y existe en la litosfera en unas 150 formas minerales distintas. Estos minerales presentan diferencias en su solubilidad y en la capacidad que poseen para proveer la solución del suelo de P (McDowell *et al.*, 2001). Entre los factores que influyen en la solubilidad de los minerales de P destacan el pH, la concentración de aluminio, hierro, calcio y magnesio, así como el comportamiento y el área superficial de las partículas del suelo y el contenido en agua del suelo.

La fracción mineral de P inorgánico más importante en el suelo es la constituida por los fosfatos cálcicos, férricos y aluminicos. Estos minerales son los que controlan la solubilidad del P inorgánico del suelo. La proporción de fosfatos cálcicos se incrementa al aumentar el pH del suelo y la concentración de Ca. Aunque la presencia de impurezas en las estructuras cristalinas aumenta de forma considerable la solubilidad de los fosfatos cálcicos (Khasawneh y Doll, 1978), en general la solubilidad de estos compuestos difiere siguiendo la siguiente secuencia:

$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (brucita) > CaHPO_4 > (monetita) > $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (fosfato octocálcico) > $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ (β -fosfato tricálcico) > $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ (hidroxiapatito) > $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$ (fluorapatito).

Aunque se cree que en algunos suelos ácidos la solubilidad del P está controlada por la variscita ($\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), se considera que en suelos ácidos que no están fuertemente alterados la estrengita ($\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) es la que controla la solubilidad del P (Lindsay, 1979).

En todos los suelos una fracción del P se fija por adsorción a las superficies de las partículas coloidales, especialmente a los óxidos hidratados de Al y de Fe y a los complejos formados por los ácidos húmicos de la materia orgánica.

Lindsay (1979) sugirió que a pHs por debajo de 5.8 los fosfatos de Al y de Fe controlan la concentración de P en la solución del suelo, mientras que a valores de pH más elevados lo hacen los fosfatos de Ca y de Mg. No obstante, los fosfatos de Al, Fe, Mg y Ca pueden coexistir en un amplio rango de valores de pH.

Debido a la baja solubilidad de los minerales de P, la cantidad de P en la solución del suelo es generalmente muy baja. El P de la solución del suelo se va consumiendo tanto porque lo toman las plantas, como por el lavado que genera la escorrentía que se produce en el suelo; esta disminución de P en la solución debe ser suplida por la fase sólida del suelo. El control de este proceso se rige por el equilibrio existente entre el sistema de adsorción del suelo, la solución del suelo y los compuestos precipitados de P (Sample *et al.*, 1980). Cuando se adiciona P a un suelo,

los componentes del mismo capaces de fijar el P por adsorción se van saturando cada vez más hasta que se alcanza un punto en el que tiene lugar la precipitación de un compuesto escasamente soluble. La solubilidad de este compuesto determina el límite superior de la concentración de P. Por el contrario, si disminuye la concentración de P en la solución del suelo el P escasamente soluble se disolverá hasta que el complejo de adsorción se haya saturado a un grado que se corresponde con la solubilidad del compuesto de P menos estable presente (Larsen, 1967). Lookman *et al.* (1995) demostraron en un suelo ácido arenoso de Bélgica la existencia de dos *pools* de P desorbible definidos según sus cinéticas de desorción (rápida y lenta). El *pool* rápido de P desorbible, que abastece inmediatamente la solución del suelo, se atribuyó a la presencia de un compuesto de Ca-P fácilmente soluble (no condensado) o al P libremente fijado por adsorción (protonado) que se acumula hasta un cierto grado de saturación de P y/o precipitación de los óxidos de Al y de Fe.

Lookman *et al.* (1997) demostraron que la cantidad del compuesto de Ca-P en el suelo disminuye después de varias extracciones con agua. Fardeau y co-autores (Fardeau *et al.*, 1996) demostraron que en muchos suelos el P se distribuye físicamente en diversos compartimentos que pueden ser más o menos rápidamente intercambiables con el DRP (fósforo reactivo disuelto) en solución. Sinaj *et al.* (1992) encontraron, en una amplia gama de suelos de Albania, que la capacidad tampón de P, determinada mediante una cinética de cambio isotópico, estaba fuertemente relacionada con el contenido de Al y de Fe y, por lo tanto, se podría predecir por el material de partida del suelo.

1.1.2. P orgánico

Cuando un suelo se empieza a desarrollar, el P está presente únicamente como P inorgánico derivado del material de partida. Poco a poco, las plantas, los microorganismos y los animales utilizan parte de ese P convirtiéndolo en formas orgánicas en sus células. Cuando los organismos mueren y se descomponen, el P orgánico vuelve al suelo iniciando el ciclo biológico del P. Una gran cantidad de fósforo está en la materia orgánica del suelo, algunas veces en la misma o incluso en mayor cantidad que el fósforo inorgánico, pero siendo biológicamente menos disponible que el inorgánico y con un grado de mineralización muy lento, excepto en suelos encharcados (Islam y Mandal, 1977; García-Rodeja, 1994).

Las formas orgánicas de P incluyen, fundamentalmente, fosfolípidos relativamente lábiles y ácidos nucleicos e inosítoles. Aunque, en general, el P inorgánico se ha considerado la fuente principal de P disponible para las plantas, la incorporación de P al suelo mediante fertilizaciones con P orgánico (McLaughlin *et al.*, 1988) y la falta de respuesta de la cosecha a las fertilizaciones fosfatadas (a la adición de P inorgánico) debido a la mineralización de P orgánico (Doerge y Gardner, 1978), acentúan la importancia del P orgánico en el ciclo de P del suelo. Sharpley (1985a) encontró en varios suelos de Oklahoma que la mineralización de P orgánico (15 a 33 kg

de $\text{P ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) no era inhibida totalmente por la fertilización con P inorgánico (20 a 28 kg de P $\text{ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), al contribuir ambas fuentes con cantidades similares al P disponible para las plantas. Tate *et al.* (1991) también encontraron, en suelos de Nueva Zelanda, que la mineralización del P orgánico lábil supone una fuente importante de P en suelos pratenses de fertilidad tanto alta como baja. Las cantidades de P mineralizadas oscilaron de 5 a 20 kg de P $\text{ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en suelos templados y entre 67 y 157 kg $\text{ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en las zonas tropicales, en donde las diferencias entre la estación húmeda y seca y las temperaturas más altas del suelo potencian la actividad microbiana (Stewart y Sharpley, 1987).

El reciclado del P a través de los *pools* de la biomasa microbiana puede ser también un proceso importante que determina la dinámica de P orgánico y la disponibilidad de P en el suelo (Mc Dowell *et al.*, 2001).

1.1.3. P en solución y P particulado

En los sistemas hídricos el P se suele clasificar en P en solución y P particulado (PP). El P particulado se refiere al fósforo asociado a los sedimentos y a materiales detríticos, e incluye muchas formas químicas y minerales cristalinos, a la vez que productos de reacciones de adsorción, estando en esta forma una gran parte del fósforo transportado desde los suelos cultivados (75-90 %) hasta los sistemas acuáticos.

El fósforo en solución se considera que se encuentra fundamentalmente en forma de ortofosfatos, polifosfatos inorgánicos, compuestos orgánicos de P disueltos en la fase acuosa y complejos solubles de P (Nelson y Logan, 1983). Las pérdidas procedentes de prados y bosques apenas arrastran sedimentos y, por lo tanto, la mayor parte será fósforo soluble, el cual está biológicamente disponible. Para su nutrición, las plantas y las bacterias necesitan fósforo en forma de fosfato (disuelto), generalmente como ortofosfato. Estos organismos lo asimilan de manera directa y convierten en su protoplasma el PO_4^{3-} en la forma orgánica (insoluble). La descomposición de estos organismos libera el P para su nueva utilización. No obstante, en los lagos gran parte del fosfato es retirado del agua por el sedimento (Henry *et al.*, 1999).

Las primeras etapas para que se produzcan pérdidas de P soluble son: la desorción, la disolución, la extracción y la mineralización del P del suelo, de las plantas o de la biota acuática. Parte del agua de lluvia interacciona con una pequeña capa de la superficie del suelo (1-3 mm; Sharpley, 1985), desorbiendo parte del P del suelo antes de producirse la escorrentía. El resto del agua de lluvia se pierde por percolación a través del perfil del suelo, donde la sorción del fósforo por el subsuelo generalmente da lugar a bajas concentraciones de fósforo soluble en el flujo subterráneo (Baker *et al.*, 1975; Burwell *et al.*, 1977; Sharpley y Syers, 1979). En suelos orgánicos pueden producirse excepciones, ya que la materia orgánica puede acelerar el movimiento vertical del fósforo junto con los ácidos orgánicos, el Fe y el Al (Fox y Kamprath, 1971; Duxbury y Peverly, 1978; Miller, 1979), al igual que sucede en suelos arenosos con baja

capacidad de sorción de P (Ozanne *et al.*, 1961; Adriano *et al.*, 1975) y en suelos encharcados, donde el contenido en Fe (III) disminuye (Gotoh y Patrick, 1974; Khalid *et al.*, 1977).

El P particulado se compone de P adsorbido (lábil y cambiable), P orgánico (incluyendo inositoles y fosfolípidos), P precipitado (minerales primarios del suelo, productos de reacción de fertilizantes con Ca, Fe, Al y otros cationes) y P mineral (amorfos, minerales cristalinos y de escaso grado de orden con Ca, Fe, Al y otros cationes) y se considera una fuente estable de fósforo que puede estar disponible a largo plazo para las plantas acuáticas.

Las principales fuentes de P particulado en los ríos incluyen productos de la erosión del suelo de las orillas, así como resuspensiones de sedimentos. La fuente principal de sedimentos en las cuencas con cubierta vegetal permanente, como bosques o pastos, procede de la erosión de las orillas. Estos sedimentos tendrán características similares a las de los subsuelos o materiales originales de la zona, los cuales suelen ser deficientes en P. Durante la erosión y transporte de sedimentos, las fracciones de tamaño más fino son erosionadas preferentemente, y dado que tienen alta capacidad de sorción de fósforo, el contenido en fósforo de los sedimentos en suspensión será elevado.

Las transformaciones entre fósforo soluble y fósforo particulado (Figura 1.1) ocurren durante el transporte del P por escorrentía. Estas transformaciones son acentuadas por el transporte selectivo de materiales finos, los cuales tienen gran capacidad de sorción de fósforo. La dirección y la extensión del intercambio entre las formas de P soluble y particulado dependen de las concentraciones en equilibrio del P de los sedimentos (incluyendo suspensiones, orillas y materiales del fondo), que determinan si se produce sorción o desorción del P y la velocidad del flujo de escorrentía. De ahí que las cantidades de P soluble y particulado que entran en los ríos o embalses puedan diferir bastante de las que entran en los arroyos (García-Rodeja, 1994).

La interacción y el intercambio entre P soluble y particulado están controlados por procesos químicos, bioquímicos y físicos. Aunque el P soluble es inmediatamente disponible para las algas, el P particulado asociado a los sedimentos en suspensión se puede considerar biodisponible a corto plazo, mientras que el P asociado a depósitos de sedimentos puede proveer fuentes de P disponible a largo plazo a través de los procesos de desorción. La cantidad de P soluble, además, puede aumentar si se producen condiciones de anoxia (Patrick y Khalid, 1974). Los sedimentos juegan un importante papel al controlar la proporción y cantidad de P soluble y P particulado en el agua de escorrentía. La dinámica y dirección del intercambio entre P soluble y P particulado dependen de las complejas interacciones lluvia-escorrentía-sedimento, de la intensidad y duración del aguacero, del volumen de lluvia, del tamaño del sedimento en suspensión y de su cantidad, del contenido en P, del índice de sorción de P y de la concentración de P soluble en escorrentía. Todos estos factores se deben considerar a la hora de hacer modelos del movimiento de P y de la biodisponibilidad potencial del mismo en el agua de escorrentía y en partículas erosionadas de suelos agrícolas.

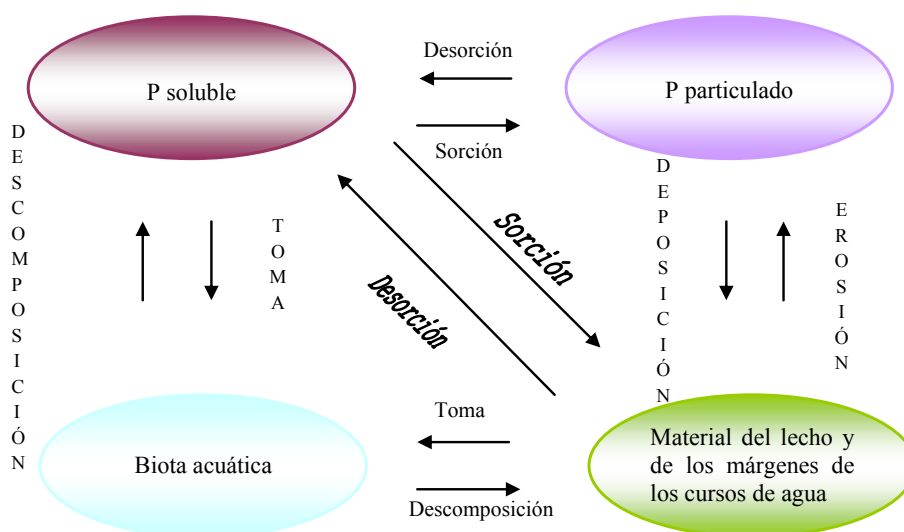


Figura 1.1.- Transformación de las formas de P durante el transporte (Sharpley, 1992).

1.2. Reacciones que controlan el ciclo del P en el suelo

Los procesos en los que está implicado el fósforo en el suelo pueden ser orgánicos o inorgánicos (Addiscott y Thomas, 2000). Los inorgánicos incluyen reacciones de tipo físico-químico, como los procesos de precipitación-disolución y de adsorción (sorción)-desorción. Los orgánicos, o procesos biológicos, son iniciados por la toma por las plantas superiores y por los microorganismos del fósforo liberado durante la alteración de los minerales primarios y secundarios e incluyen la solubilización activa de los minerales que contienen fósforo. El fósforo generado se recicla a través de una serie de reacciones de mineralización e inmovilización (Frossard *et al.*, 1995).

1.2.1. Precipitación/disolución

En un suelo no fertilizado el mineral primario más común de P es el apatito $[\text{Ca}_{10}\text{X}_2(\text{PO}_4)_6]$, donde $\text{X} = \text{OH}^-$ ó F^- , el Ca se puede también sustituir por el Na, o por el Mg, y el PO_4^{3-} por el CO_3^{2-} . El apatito es el mineral principal de fósforo en la corteza terrestre, es muy estable en ambientes calcáreos y puede estar ocluido en otros minerales tales como cuarzo o micas (Syers *et al.*, 1967; Lindsay *et al.*, 1989). El primer paso del ciclo del P es la disolución del apatito. La disolución del apatito se ha estudiado extensamente en rocas fosfóricas (Olson, 1975), pero no tanto en sistemas naturales (Walker y Syers, 1976). La disolución del apatito requiere una fuente de H^+ , que puede proceder del mismo suelo o de las raíces y de los microorganismos, así como sumideros para Ca y P (Mackay *et al.*, 1986; Smellie *et al.*, 1987). La disolución depende de la accesibilidad de las partículas de apatito, de su morfología (Kirk y Nye, 1986) y de la proporción de PO_4^{3-} sustituido por CO_3^{2-} dentro de la red cristalina (McClellan y Gremillion,

1980).

En sistemas edáficos ricos en calcio, después de esta disolución, o bien como consecuencia de la entrada de fuentes de fósforo soluble al suelo procedentes de la fertilización, se puede producir una precipitación de fosfatos después de la sorción del anión a las superficies de calcita. Inicialmente precipita fosfato monocálcico, que se transforma en fosfato dicálcico dihidratado (DCPD), fosfato octocálcico (OCP) y, finalmente, hidroxiapatito (HAP). El mineral de menor solubilidad será el que controle la concentración de fósforo en la solución del suelo, de forma que será improbable que los precipitados intermedios persistan, aunque en presencia de materia orgánica los ácidos orgánicos adsorbidos sobre las caras cristalinas del DCPD pueden actuar como nuevos núcleos para la formación del DCPD, impidiendo su potencial transformación a OCP o HAP. Esta reacción podría explicar la mayor disponibilidad del fósforo en suelos calizos fertilizados con fuentes orgánicas de fósforo en relación a suelos que únicamente reciben fertilizantes inorgánicos. En suelos ácidos se formarían inicialmente fosfatos amorfos de hierro y aluminio que, con el envejecimiento prolongado (Lindsay *et al.*, 1989), se transformarían en estrengita ($\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y variscita ($\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), aunque esta cristalización únicamente ocurriría en condiciones muy restringidas (altas concentraciones de P y del catión), que raramente se dan en los suelos (Hsu, 1982a y b).

Alternativamente, la reacción de P con los óxidos de Al puede dar lugar a la formación de fosfatos de aluminio amorfos (Nanzio, 1988) o a la formación de fases organizadas tales como esterretita, $\text{Al}(\text{OH})_3\text{HPO}_4\text{H}_2\text{PO}_4$ (van Riemsdijk *et al.*, 1975), mientras que la reacción de P con los óxidos del Fe tales como goetita, puede dar lugar de forma análoga a la precipitación de tinticita, $\text{Fe}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (Jonasson *et al.*, 1988) o de grifita, $\text{Fe}_3\text{Mn}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 5(\text{OH})_2$ (Martin *et al.*, 1988) dependiendo de la solución y de las condiciones superficiales.

1.2.2. Sorción/desorción

Aunque las reacciones de precipitación/disolución son de interés en el suelo, las reacciones de sorción/desorción normalmente dan una mejor descripción de la toma y liberación del fósforo (Syers y Curtin, 1989). Se emplea el término "sorción" en vez de "adsorción" porque abarca la reacción de la adsorción superficial rápida y la reacción a largo plazo (Barrow, 1985). Hay una diferencia importante entre los procesos de sorción/desorción y los de precipitación/disolución. En los de sorción/desorción la concentración del fósforo en solución controla las cantidades de fósforo adsorbido, mientras que el producto de solubilidad del compuesto menos soluble de la fase sólida es quien controla la disolución y, por tanto, la concentración del fósforo en solución (Syers y Curtin, 1989). En realidad debe considerarse que la retención sobre las partículas del suelo es un continuo entre reacciones superficiales de adsorción y de precipitación.

La sorción del fósforo por los minerales del suelo ha sido ampliamente estudiada (Wild,

1950; Parfitt, 1978; Sample *et al.*, 1980; White, 1982; Barrow, 1985; Lindsay *et al.*, 1989; Syers y Curtin, 1989; Barrow, 1990; Sollins, 1991; Pierzynski, 1991; Fardeau y Frossard, 1992). A continuación se resumen los hechos más destacables de los anteriores estudios.

La sorción de fósforo por el suelo es un proceso que transcurre mediante un mecanismo de cambio de ligando. Inicialmente son reacciones rápidas y exotérmicas: un radical OH o una molécula de agua son reemplazados por el fosfato, formándose un complejo fosfatado superficial (Parfitt *et al.*, 1976, 1977; Goldberg y Sposito, 1985; Torrent *et al.*, 1990, 1992). Este complejo superficial se ha podido detectar por espectroscopia fotoelectrónica de rayos X (Martin y Smart, 1987). No sólo son las especies inorgánicas las que se adsorben, ya que el fósforo orgánico está sujeto al mismo mecanismo de adsorción: los monoésteres, tales como glucosa-1-P, glucosa-6-P y el hexafosfato de mioinositol, o los fosfonatos se fijan por sorción en los mismos sitios y de manera similar que los iones del ortofosfato en los hidróxidos del Al y del Fe (Shang *et al.*, 1990; Shang *et al.*, 1992; Ognalaga *et al.* 1994). La sorción de los monoésteres de P es función de la densidad de carga del grupo PO_4^{3-} (Frossard *et al.*, 1989) y de la conformación espacial de la molécula. La sorción de di- y de tri-ésteres no se ha estudiado detalladamente, probablemente debido a su complejidad.

La sorción del fosfato transcurre a lo largo del tiempo: la reacción rápida inicial es seguida por una serie de reacciones lentas, que han sido descritas tanto a través de procesos de difusión sólida (Barrow, 1985) como líquida (Sollins, 1991), y que corresponden a la formación de enlaces bidentados entre las superficies adsorbentes y las moléculas de fosfato. Consecuentemente, la retención de fosfato muestra una alta irreversibilidad, lo que significa que una parte del fósforo aplicado al suelo no tiene posibilidades de volver de nuevo a la solución, a no ser que sea desplazado por la presencia de otro anión con más afinidad que el fosfato por la superficie adsorbente o que pueda formar quelatos con los metales superficiales disminuyendo la cantidad de P adsorbido.

La desorción de P es útil para informar sobre el P disponible, puesto que la mayor parte del P tomado por las plantas proviene de la fase sólida del suelo. Actualmente se emplean cuatro aproximaciones para estimar la cantidad de P desorbido de los suelos.

(1) El uso de extractantes químicos. Una gran cantidad de extractantes químicos se han utilizado para desorber el fosfato de suelos a través de cambios en el pH o de la composición iónica de la solución del suelo (Roche, 1983; Houmane *et al.*, 1986). Sin embargo, los reactivos químicos no extraen *pools* homogéneos del fosfato, sino que los iones presentan una amplia movilidad (Fardeau *et al.*, 1988) e ignoran la cinética de pérdida de P.

(2) La desorción de P en agua o en un electrolito diluido se utiliza con frecuencia en los experimentos de sorción /desorción para P previamente sorbido. A menudo, sólo se desorbe una proporción pequeña del P sorbido, razón por la cual la extracción de P en agua raramente se puede utilizar en suelos no fertilizados debido a la baja concentración de P en la solución. La cantidad de

P desorbible aumenta con el aumento del cociente suelo:solución y del tiempo de desorción. Este comportamiento ha sido modelado por Sharpley *et al.* (1981). La desorción disminuye cuanto mayor es el tiempo de sorción previo a la desorción (Barrow, 1979). Usando un modelo mecánico para describir la sorción de P, Barrow (1983) cuantificó los efectos del tiempo de incubación, de la temperatura y del cociente del suelo:solución en la desorción de P.

(3) La desorción se puede efectuar disminuyendo la concentración de P en la solución introduciendo para ello un sumidero de P, tal como un papel de filtro cubierto de óxido de hierro o una resina aniónica en la suspensión del suelo (Amer *et al.*, 1955; Van der Zee *et al.*, 1987). Esto hace que el P se difunda desde la fase sólida hacia la solución y sea atrapado por la resina o por el óxido (Abrams y Jarrell, 1992). Los resultados obtenidos se correlacionan fuertemente con la cantidad de P tomada por las plantas (Roche *et al.*, 1980; Lin *et al.*, 1991; Menon *et al.*, 1991; Tran *et al.*, 1992) y por las algas (Sharpley *et al.*, 1992). La cinética del paso de P indica que la desorción de P está controlada por la difusión (Pavlatou y Polyzopoulos, 1988; Abrams y Jarrell, 1992).

(4) La cantidad de P presente en la fase sólida y capaz de difundir a la solución del suelo se puede determinar indirectamente por la cantidad y el índice del intercambio isotópico de $^{32}\text{PO}_4$ (Larsen, 1967; Le Mare y Leon, 1989; He *et al.*, 1991). Esta técnica se basa en el intercambio homoiónico entre el $^{32}\text{PO}_4$ radiactivo introducido en la solución y el $^{31}\text{PO}_4$ situado en la fase sólida del suelo. Cuando se introducen iones $^{32}\text{PO}_4$ libres en una suspensión de suelo/solución de manera constant, la actividad específica del fosfato cambiante situado en la fase sólida es igual a la actividad específica del fosfato en la solución ($^{32}\text{PO}_4/^{31}\text{PO}_4$).

En suelos naturales influyen diversos factores en la desorción de P:

- Un incremento en las cantidades de óxidos disminuyen la desorción de P (Sayin *et al.*, 1990; Colombo *et al.*, 1991; Tiessen *et al.*, 1991).
- La cantidad de P desorbible está inversamente correlacionada con la capacidad de absorción de P (Kuo *et al.*, 1988).
- El aumento de la cantidad de sodio puede aumentar el P soluble en agua (Curtin *et al.*, 1992).
- Los compuestos orgánicos tales como oxalato pueden desorber P de suelos ácidos por complejación de Al y Fe (López Hernández *et al.*, 1979; Fox *et al.*, 1990; Fox y Comerford, 1992).
- La cantidad de agua del suelo puede también influir en la desorción. Bhadoria *et al.* (1991) demostraron que el coeficiente de difusión eficaz de P aumenta fuertemente cuando aumenta el contenido en agua del suelo.

En condiciones reductoras se produce la desorción de P seguido por una disminución de la concentración de P en la solución (Ponnamperuma, 1972). La desorción de P se ha atribuido a la reducción de Fe (III) que provoca una disolución del óxido del Fe y la eliminación parcial de

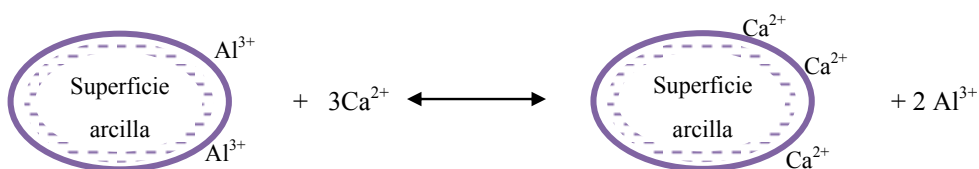
los sitios capaces de absorber P. La disminución posterior de P de la solución puede ser debida a la sorción de P en los óxidos amorfos reprecipitados (Sah *et al.*, 1989). El paso de P desde la solución del suelo se debe considerar no solamente por procesos de oxidación-reducción de los óxidos de Fe, sino probablemente también por algunos mecanismos biológicos tales como la reducción bacteriana del hierro.

1.2.2.1. Mecanismos de retención del P en la fase sólida del suelo

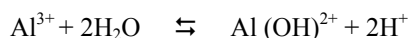
La adsorción es el fenómeno de concentración de una especie química en una interfase debido a la interacción entre las especies existentes a ambos lados de la misma. La especie adsorbida recibe el nombre de *adsorbato*, mientras que la especie que adsorbe es el *adsorbente* o, cuando se trata de un sólido, recibe también el nombre de *sustrato*. La adsorción junto con la absorción (incorporación del material dentro de la fase sólida) se engloban en el término sorción. Existe cierta dificultad para distinguir entre la precipitación y la adsorción. De hecho, ciertos estudios estiman que hay un continuo entre fosfatos adsorbidos y precipitados cristalinos (Hsu, 1976). Se considera que los procesos adsorción/desorción serán dominantes donde los cambios en la concentración sean pequeños, la concentración de cationes sea baja a valores de pHs medios y donde abunden las microsuperficies (Holdford, 1989).

Sánchez y Uehara (1980) proponen que en suelos ácidos el Al cambiante puede precipitar con los iones fosfato. Pero el Al cambiante primero debe ser desplazado a la solución por cationes básicos. El esquema de reacciones sería el siguiente (Sánchez y Uehara, 1980):

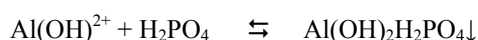
a) Cambio catiónico



b) Hidrólisis



c) Precipitación



Talibudeen (1981) señala cuatro pasos en el proceso de precipitación cuando el P disuelto reacciona con el suelo:

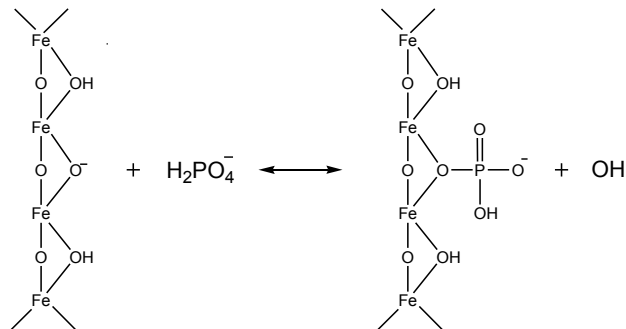
- 1) Formación de un complejo adsorbido en la superficie.

- 2) Disolución de los minerales del suelo, con un aumento de la concentración de metales que reaccionan con el P.
- 3) Desorción lenta del P adsorbido a las superficies.
- 4) Nucleación y cristalización de los compuestos fosfatados.

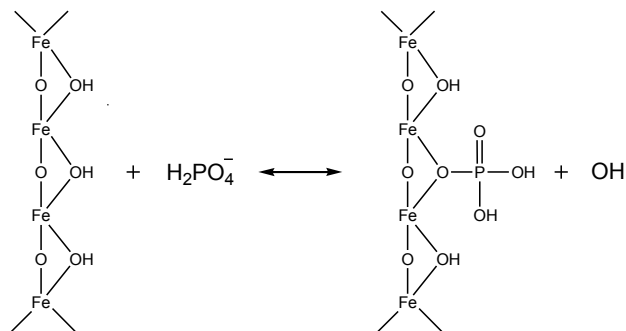
Wild (1950) considera que el carbonato cálcico y los oxi-hidróxidos de Fe y Al juegan un importante papel en la retención del P y sugiere que éste puede precipitar como fosfatos cálcicos, férricos y aluminicos, o unirse a estos compuestos en las superficies (con carga permanente) de los minerales del suelo. Los mecanismos de retención propuestos incluyen la adsorción física, la quimisorción, el cambio aniónico, la precipitación en superficie o la precipitación en fases discretas. Los fenómenos de adsorción del P han dado pie a numerosos trabajos sobre diferentes superficies de adsorción.

Sánchez y Uehara (1980) representan las reacciones de retención del P por las superficies de sesquióxidos, de acuerdo con las ideas de Breeuwsma (1973), considerando que los iones fosfato participan de reacciones de cambio de ligando con grupos hidroxilo en la superficie de los sesquióxidos. Además, debido a la conducta anfotérica de tales superficies, pueden tener carga neta positiva, negativa o carga cero (Mattson, 1931):

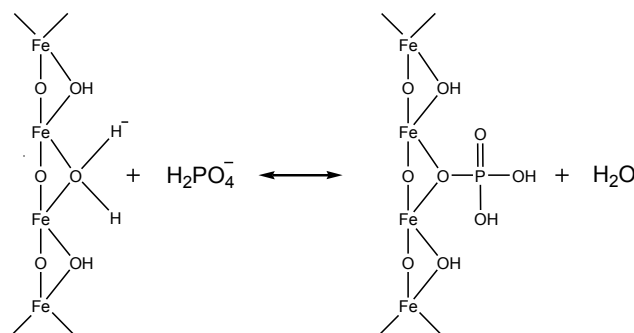
- a) Fijación del P a valores de pH superiores al punto cero de carga del oxi-hidróxido:



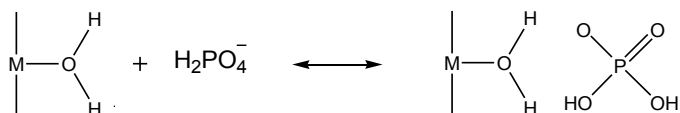
- b) Fijación del P a valores de pH iguales al punto cero de carga del oxi-hidróxido:



c) Fijación del P a valores de pH inferiores al punto cero de carga del oxi-hidróxido:

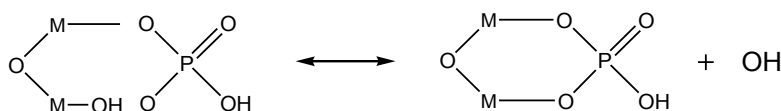


Wild (1950) indica que la adsorción del P sobre oxi-hidróxidos de Fe, Al y de los minerales de las arcillas no sólo se debe a la formación de precipitados de Fe y Al, sino también a reacciones de intercambio entre iones P y grupos hidroxilo asociados a las superficies. Mengel (1985) diferencia entre adsorción no específica y adsorción específica o quimisorción. En la adsorción no específica el fosfato se adsorbe por grupos protonados localizados en la superficie de adsorción. Los enlaces se deben a fuerzas de Coulomb, débiles y dependientes del pH. La adsorción no específica representa un cambio entre grupos OH y el fosfato.



El fosfato se puede enlazar a la superficie del óxido con dos enlaces (adsorción binuclear) o con un solo enlace (mononuclear), semejante a la ya descrita por Sánchez y Uehara (1980). La adsorción específica de tipo binuclear se asocia con una liberación neta de un grupo OH⁻. El enlace binuclear es mucho más fuerte que el mononuclear (Taylor y Ellis, 1978). Mengel (1985) considera que con el tiempo de contacto del P con el suelo los enlaces de tipo mononuclear cambian hacia uniones de tipo binuclear. Estas uniones suponen enlaces más fuertes que los implicados en la adsorción no específica.

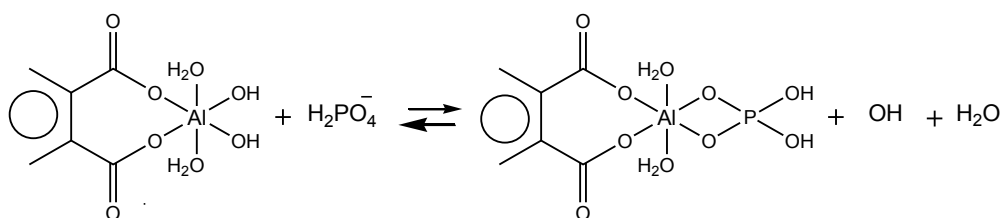
Los mecanismos para explicar la adsorción de P por aluminosilicatos implican también a grupos hidroxilo de los bordes de las arcillas a través de un mecanismo de cambio de ligando.



El fosfato es también adsorbido específicamente en la superficie de la calcita, en donde predominan los iones Ca²⁺ y el CO₃²⁻. Boischot *et al.* (1950) y Cole *et al.* (1953) concluyeron, a partir de sus investigaciones, que las reacciones de adsorción predominan sobre las de

precipitación cuando se añaden concentraciones diluidas de P a CaCO_3 ; pero si las concentraciones de P son altas se producen reacciones de precipitación. Griffin y Jurinak (1974) consideran que se producen dos reacciones. La primera a concentraciones de P bajas consistente en adsorción en superficie y la segunda, un proceso de nucleación de cristales de fosfatos cálcicos.

En cuanto a la retención por la materia orgánica, cabe indicar que el humus cargado negativamente no tiene un gran poder de retención. Sin embargo, asociado con cationes como el Fe^{3+} , Al^{3+} y Ca^{2+} , es capaz de retener cantidades importantes de P. Los ácidos húmicos pueden, por tanto, reaccionar con el Al de los minerales del suelo formando complejos y dando lugar a nuevas superficies de adsorción. Gerke (1992) muestra evidencias de la existencia de tales complejos, considerando, además, que parte de ellos se pueden encontrar en la solución del suelo pudiendo llegar a constituir el 50 % del total del P orgánico en solución.



Sin embargo, los ácidos orgánicos son capaces de reducir la cantidad de P adsorbido por la caolinita, la gibbsita y la gohetita por cambio de ligando en la superficie del mineral, así como de competir con el P por los sitios de adsorción (Nagarajah *et al.*, 1970). En general, se cree que en suelos con un alto contenido en óxidos de Fe y Al, los radicales orgánicos bloquean los sitios de adsorción del P disminuyendo su capacidad de adsorción. Esta es la razón clásica para explicar que en suelos con alto contenido en materia orgánica la fijación de P en los horizontes superficiales sea menor que en los horizontes subyacentes. Ejemplos de estas relaciones se presentan en los trabajos de Fox y Kamprath (1970), Fox y Benavides (1974) y Moshi *et al.* (1974).

1.2.3. Solubilización microbiana

Algunos microorganismos y micorrizas pueden solubilizar fosfatos escasamente solubles presentes en el suelo. La solubilización del fosfato se lleva a cabo por las bacterias heterótrofas, normalmente mediante la excreción de ácidos orgánicos (oxálico, láctico y cítrico, entre otros) capaces de complejar el aluminio, el hierro o el calcio de los compuestos de fósforo y así liberar a la solución el anión fosfato, aunque algunos organismos quimiolitotrofos, como *Nitrosomas* spp. y *Thiobacillus* spp., movilizan el P inorgánico gracias a la producción de ácido nítrico y ácido sulfúrico, respectivamente. En el caso de suelos con fosfatos insolubles de hierro, magnesio o aluminio, la solubilización puede estar ligada a la reducción del metal. Así, los microorganismos

reducen el hierro férrico a ferroso en condiciones anóxicas favoreciendo la solubilización del fosfato.

En muchos casos, la movilización del fosfato por las bacterias es beneficiosa para las plantas, pero en otras muchas ocasiones ambos compiten por los recursos de fosfato existentes, ya que la asimilación de P para formar los componentes celulares (membranas, ácidos nucleicos, etc) lo elimina del reservorio disponible (Castillo *et al.*, 2005).

Para resolver el problema de la limitación de P en el suelo, así como su baja solubilidad, las plantas emplean diversas estrategias como la de excretar al medio ácidos orgánicos y protones para solubilizar los fosfatos inorgánicos, exudar fosfatasa para liberar el fosfato orgánico unido al suelo, aumentar la densidad de pelos radicales, alterar la forma de la raíz o provocar la asociación simbiótica de la raíz con hongos del suelo, entre otras.

Los hongos micorrícicos son hongos pertenecientes a diversas especies que establecen una asociación simbiótica (micorriza) con la mayor parte de las especies vegetales a través de sus raíces. Mientras las plantas entregan energía al hongo, éste entrega agua y nutrientes a la planta. Las micorizas son especialmente eficientes en aumentar los niveles de abastecimiento de fósforo.

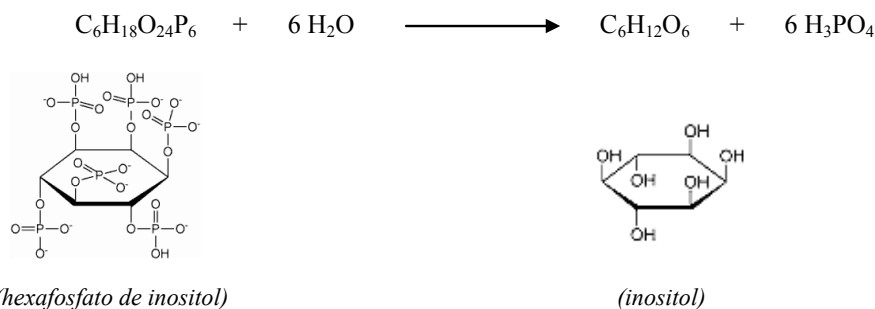
Los mecanismos utilizados por los hongos micorrícicos para aumentar la capacidad de absorción se basan en la producción de gran cantidad de micelios, lo que aumenta el volumen del suelo explorado y la superficie de absorción. También es importante la capacidad para acumular fósforo intracelularmente en forma activa contra fuertes gradientes de concentración. Esto permite a las micorizas extraer fósforo de forma más eficiente, especialmente de soluciones de muy baja concentración. Un factor adicional de eficiencia de extracción es que las raíces con micorizas se mantienen funcionales durante más tiempo (Silveira, 1992). Se ha detectado la presencia de hongos micorrícicos en prácticamente todo tipo de suelos, pero su población y actividad dependerán de las condiciones ambientales. La presencia de nutrientes solubles y de agroquímicos, las condiciones extremas de humedad (especialmente el exceso) y de temperatura disminuyen su actividad y capacidad de crecimiento. La presencia de materia orgánica y la actividad biológica del suelo tienen efectos positivos, aunque determinadas especies de hongos, bacterias y nemátodos pueden alimentarse de hongos micorrícicos (Cardoso y Lambais, 1992).

En las células también se produce el fenómeno inverso a la asimilación, la mineralización del fosfato orgánico catalizada por enzimas del tipo fosfatasa, que pueden ser producidas por muchos microorganismos. La reacción típica que catalizan estas enzimas sería:



Además de las fosfatasas, algunas bacterias y hongos producen la enzima fitasa, que libera fosfatos inorgánicos solubles a partir del ácido fítico (hexafosfato de inositol), que sirve como molécula de almacenamiento de nutrientes minerales (P, Mg^{2+} , K^{1+} , y en menor extensión

Ca^{2+} , Mn^{2+} , Ba^{2+} , Fe^{2+}) en semillas:



1.2.4. Mineralización/inmovilización

En el contexto edáfico, el concepto mineralización debe de ceñirse al hecho individualizado de la generación en la solución del suelo de un elemento (anión o catión) que era constitutivo de una estructura o molécula orgánica. Asociado a este aserto podemos establecer los conceptos de disponibilidad (existencia de un ión en un conjunto de moléculas susceptible de ser rápidamente mineralizado) y biodisponibilidad (presencia de un ión determinado en la solución del suelo, en la especie química adecuada para ser captado por la planta). Para hablar de la mineralización del P, mecanismo capaz de proveer a la solución del suelo de fosfato en forma biodisponible, se debe establecer el concepto de potencial fosfohidrílico (conjunto de hidrolasas capaces de romper un enlace éster fosfato) y evaluar las distintas formas orgánicas portadoras del citado anión que son capaces de constituirse en sus sustratos (González Carcedo, 2006). El análisis de los constituyentes organofosfatados de un aporte biológico proporciona una lista muy amplia de compuestos, que se podrían clasificar de la forma siguiente:

- Monosacáridos activados (fosforilados) dentro del citosol que se extravasan a la solución del suelo cuando sus membranas pierden sus propiedades limitantes.
- Moléculas energéticas como ATP (adenosín trifosfato) o GTP (guanosín trifosfato), y las responsables del potencial reductor como el FAD (dinucleótido de flavina-adenina) y el NAD (dinucleótido de nicotinamida adenina).
- Ácidos nucleicos (DNA o RNA ácido desoxirribonucleico o ácido ribonucleico).
- Fosfolípidos de membranas (parte molecular que conforma el glicerol fosfato).
- Fitato (myo-inositol hexafosfato), propio de los inosítidos que caracterizan a las membranas vegetales.
- Compuestos isoprenoidicos activados (con pirofosfato).

En la solución de un suelo natural entre el 80 y el 95% del fosfato se encuentra en formas orgánicas, lo que hace que los procesos de excreción de enzimas fosfo-hidrolíticos (en esta mineralización intervienen enzimas hidrolíticos exocelulares altamente específicos: las fosfatasas) a nivel radicular se definan como procesos de excreción facilitada inducidos y controlados por

acciones hormonales derivadas del impacto del etileno y de auxinas (González Carcedo, 2006).

La mineralización de fósforo es un contribuyente importante al fósforo lábil en aquellos suelos fertilizados con estiércoles y productos orgánicos residuales, donde el fósforo orgánico representa un constituyente importante. No todos los compuestos orgánicos de fósforo son susceptibles a la mineralización. Los diéster-fosfato y el ácido tectoico son los compuestos más lábiles mientras que los monoéster-fosfato son los compuestos más recalcitrantes. Por otro lado, la existencia de una clara relación entre el contenido en fósforo del suelo y la acumulación de materia orgánica (Gil Sotres, 2001) indica que el fósforo puede ser inmovilizado bajo determinadas circunstancias, pero la bibliografía sobre este proceso no es abundante ya que al transcurrir simultáneamente mineralización e inmovilización es difícil separar los resultados de ambos procesos. La inmovilización de fósforo que suele observarse está asociada a un rápido incremento del fósforo lábil como respuesta a un alto contenido de fósforo en la solución del suelo, siempre y cuando no haya limitaciones debido a la ausencia de otros nutrientes. Una de las finalidades de las asociaciones hongo-raíz es la captura del ión fosfato, cuya eficacia se debe precisamente a la capacidad de excretar este tipo de enzimas y depositarlas sobre la superficie de la membrana fúngica, junto a los transportadores del mismo.

1.2.5. Pérdidas de P en el suelo

En general, los suelos contienen entre 100 y 3000 mg kg⁻¹ de fósforo, la mayoría como ortofosfato (PO₄³⁻). La proporción de fosfato del suelo en compuestos orgánicos oscila entre el 29 y el 65 % del P total (Harrison, 1987).

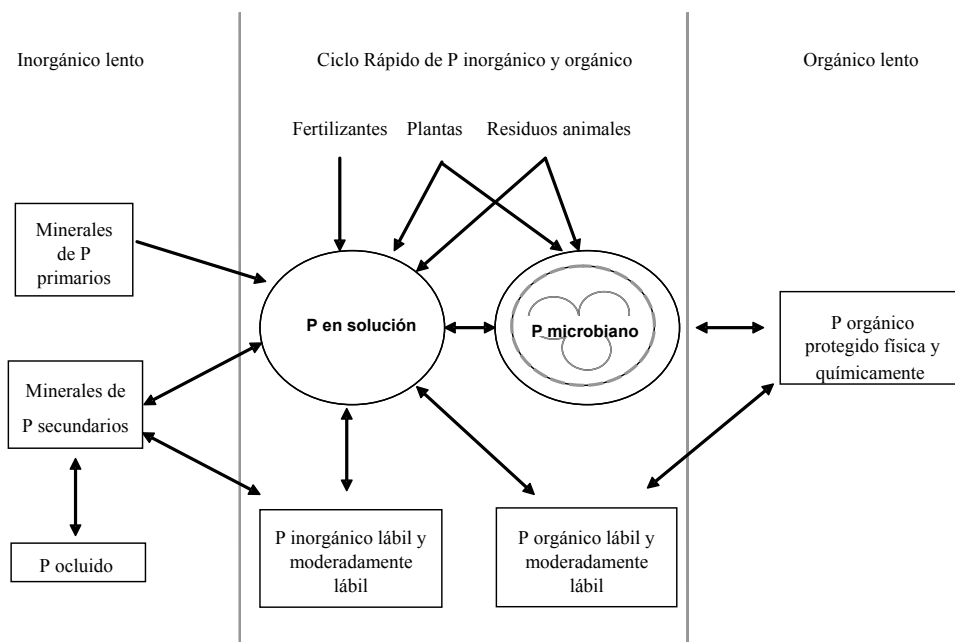


Figura 1.2.- El ciclo del P en el suelo: sus componentes y fracciones (adaptado por Stewart y Sharpley, 1987).

Las fuentes de P no puntuales (difusas), como por ejemplo los suelos agrícolas, tienen un importante efecto medioambiental en la calidad de las aguas. La Figura 1.2 identifica los principales componentes y fracciones del ciclo del P en el suelo, con una indicación del tiempo de residencia relativo para cada componente del P.

Generalmente, las pérdidas de P disuelto por lixiviación oscilan entre 0.01 kg P hectárea⁻¹ año⁻¹ en suelos drenados no fertilizados y 0.2 kg P hectárea⁻¹ año⁻¹ en suelos drenados fuertemente fertilizados (Brady y Weil, 1996). Las pérdidas de fósforo por escorrentía superficial incluyen P disuelto y P particulado, con pérdidas totales desde 0.1 kg P hectárea⁻¹ año⁻¹ para prados, hasta 5 kg P hectárea⁻¹ año⁻¹ para tierras cultivadas (Brady y Weil, 1996). Otras pérdidas, como el movimiento de P particulado a través de los macroporos, también pueden ser importantes en algunos suelos drenados. Los procesos considerados para evaluar el transporte del P soluble y particulado son:

La aplicación superficial en el suelo (como fertilizante inorgánico, abonos o purines, deposición atmosférica y la deposición o incorporación de restos de materia vegetal), mineralización/inmovilización (entre formas orgánicas e inorgánicas), absorción/desorción, lixiviación, escorrentía y respuesta de la vegetación (Lewis y McGehan, 2002).

1.3. Medida del P adsorbido. Modelos de equilibrio

Para medir el P adsorbido a la superficie del suelo se suele trabajar con isothermas de adsorción, que permiten calcular (Holdford, 1991) factores de intensidad (concentración de P en solución), de cantidad (P en fase sólida que puede equilibrarse con P en solución) y de capacidad de equilibrio.

1.3.1. Ecuación de Freundlich

Se trata del modelo de equilibrio más sencillo; este modelo establece que hay un equilibrio entre el P disuelto y el P adsorbido según la siguiente relación, conocida como ecuación de Freundlich:

$$x = a \cdot c^b$$

donde:

x = cantidad de P sorbido por unidad de peso

c = concentración de P en la solución

a y b = coeficientes característicos de cada suelo.

Desde el punto de vista teórico, el significado de esta ecuación incluye una serie de supuestos poco realistas: considera únicamente una monocapa de adsorción y establece que no hay interacciones laterales entre moléculas adsorbidas (Berkheiser *et al.*, 1980).

1.3.2. Isotherma de Langmuir

La isoterma de Langmuir describe el equilibrio entre el P del suelo o del sedimento y el P

en solución. Esta ecuación permite el cálculo de un máximo de adsorción, de ahí que sea ampliamente utilizada. Se expresa como:

$$X = X_m \cdot K \cdot C / (1 + K \cdot C)$$

siendo:

X = cantidad de P sorbido

X_m = adsorción máxima

K = término de afinidad que refleja el grado de adsorción o desorción

C = la concentración de P en solución

Al igual que la ecuación de Freundlich considera la existencia de una capa de adsorción y que no hay interacciones laterales entre las moléculas. X_m y K se consideran independientes de la temperatura. El grado de desorción será igual al de adsorción (Barrow, 1978).

1.4. Niveles óptimos de P en el suelo

El fuerte incremento del uso de fertilizantes fosfatados en las últimas décadas ha traído consigo una importante mejora de la productividad agrícola de los países más desarrollados, pero al mismo tiempo su empleo ha provocado graves problemas en la calidad de las aguas.

A escala global y en condiciones naturales, el suelo sólo debería recibir fósforo de la roca madre. Sin embargo, se produce una redistribución debido al viento, el agua, los animales, las plantas y la actividad del hombre. El hombre viene enriqueciendo algunas áreas con la aplicación de fertilizantes, a la vez que empobreciendo otras con la extracción a través de los cultivos.

El empleo de fertilizantes supone una mayor productividad de las tierras agrícolas con el consecuente beneficio económico, además de mejoras desde el punto de vista conservacionista ya que se reducen las áreas de producción, la utilización de herbicidas y pesticidas es menor, la erosión disminuye, etc. Los fertilizantes fosfatados son utilizados para restablecer la cubierta vegetal en suelos erosionados con el fin de reducir la escorrentía y, a su vez, las pérdidas del suelo y nutrientes.

Sin embargo la aplicación continua de fertilizantes provoca efectos negativos. Así, se puede inducir una acumulación en el suelo de metales pesados contenidos en los fertilizantes (Cd, Cr, Pb, V) o materiales radiactivos (U, Th, Ra) y su posterior introducción en la cadena alimentaria. Estos contaminantes son transportados por las partículas finas del suelo en el agua de escorrentía. Aunque las pérdidas de fósforo desde tierras agrícolas se pueden producir tanto por el agua de escorrentía como por el agua de percolación, las pérdidas por escorrentía superficial tienen mayor importancia puesto que el fósforo se suele fijar al suelo a medida que las aguas atraviesan el perfil. Además de la escorrentía superficial existen otros procesos de erosión que provocan que el fósforo acabe en depósitos sedimentarios (Sharpley y Menzel, 1987), como pueden ser la salpicadura o el viento.

Actualmente se admite que existen, al menos, tres mecanismos de transferencia de fosfato desde el suelo a los sistemas acuáticos: disolución y movimiento en forma soluble; transporte de formas adsorbidas asociado al desplazamiento vertical de la fracción coloidal y de los materiales erosionados y, por último, pérdidas directas de fertilizante cuando llueve tras la aplicación del mismo. La importancia de cada uno de estos mecanismos puede variar en función del tipo de suelo, del manejo agrícola y de las condiciones climáticas.

De todo ello se deduce la necesidad de establecer un control de la calidad de las aguas de escorrentía procedentes de cuencas agrícolas. Una parte importante de este control radica en la determinación del contenido en fósforo total, fósforo asociado a los sedimentos y fósforo disuelto, además del fósforo contenido en sólidos en suspensión de dichas aguas (Sande *et al.*, 2005).

Para tratar de establecer unos niveles óptimos de P en el suelo, que permitan satisfacer las necesidades de los cultivos y no conlleven a una degradación medioambiental de las aguas circundantes, se han desarrollado una serie de tests, que han ido evolucionando con el tiempo y que tratan de establecer unos valores umbrales de P, a partir de los cuales existe un riesgo importante de pérdida de P al agua. A continuación se detallan los mismos.

1.4.1. Test agronómico de P

En el test agronómico de P, las tasas de abono adicionado al suelo se basan en las recomendaciones para la producción óptima de la cosecha. Es decir, si el test del suelo determina que se debe adicionar P para que exista un mayor crecimiento de la cosecha, el abono se podría aplicar para proveer solamente la cantidad de P recomendado. Si, por el contrario, el test de P no recomienda ninguna adición de P no se puede aplicar nada de abono o, en todo caso, hacerlo en cantidades muy pequeñas. A lo largo del tiempo surgen problemas al emplear este método. Entre los más importantes destaca el hecho de que el muestreo, la extracción, y las interpretaciones agronómicas del test de P del suelo se desarrollaron únicamente teniendo en cuenta la respuesta de la cosecha. Al no evaluarse el riesgo ambiental de la pérdida de P, el test agronómico de P no implica necesariamente un riesgo medioambiental. Además, hay que tener en cuenta que el test agronómico mide únicamente el P disponible para las plantas y que no incluye la posibilidad de que esta fuente de P sea transportada al agua, con el consecuente riesgo medioambiental.

Las profundidades del muestreo también son cuestionables, puesto que para la evaluación y la comprobación rutinaria de la fertilidad del suelo se recomienda que las muestras se recojan a la “*profundidad de arado*”, es decir entre 15 y 20 cm de profundidad, o en las zonas donde se concentran las raíces. Sin embargo, para estimar la pérdida de P del suelo se recomienda una profundidad entre 2.5 y 5 cm, pues es importante evaluar la superficie que está en contacto directo con el agua de escorrentía (Sharpley, 2006), a excepción de los suelos donde existe un flujo lateral considerable, en cuyo caso debe evaluarse el contenido de P en el subsuelo.

1.4.2. Test medioambiental de P

Ante el deterioro producido en las masas de agua, ya sean lagos, ríos o embalses, como consecuencia de la aplicación de fertilizantes y de las actividades agrícolas, es necesario que los tests de P del suelo sean capaces de predecir, no solamente la probabilidad de la respuesta de la planta a las entradas de P, sino también la cuantificación exacta del riesgo ambiental generado por el P agrícola o, lo que es lo mismo, que sean capaces de estimar el potencial de pérdida de P a las aguas superficiales (Moore, 1998). Por ello surgen los test medioambientales de P, aunque resulta un punto conflictivo la selección del test de P del suelo más adecuado para mostrar la relación entre el contenido de P en el suelo y su aptitud para liberarlo y transferirlo a los cursos de agua.

Hay que considerar que la relación entre la concentración de P en la solución del suelo y la concentración de P en escorrentía no es única y varía con los tipos de suelo (Sharpley, 1995). El nivel crítico del test del suelo para la pérdida de P puede estar sobre o ser igual al nivel crítico para la producción de la cosecha, incluso empleando el mismo extractante, como se pone de manifiesto en la Tabla 1.1, donde se recogen los niveles críticos estimados en distintos lugares de Estados Unidos (Sharpley, 2006).

Tabla 1.1.- Valores umbrales de los test agronómico y medioambiental de P del suelo para diferentes estados de USA. (Sharpley, 2006).

Estado	Valor umbral (ppm)		Método test P
	Agronómico	Medioambiental	
Arkansas	50	150	Mehlich-3
Delaware	50	150	Mehlich-1
Idaho	40	40	Olsen
Kansas	50	200	Bray-I
Maine	20	20	Morgan
Maryland	25	75	Mehlich-1
Michigan	40	75-100	Bray-I
Mississippi	40	70	Lancaster
Ohio	40	150	Bray-I
Oklahoma	30	130-200	Mehlich-3
Pennsylvania	50	200	Mehlich-3
Texas	44	200	Texas A&M
Wisconsin	30	50-100	Bray-I

Hoy en día se considera que un buen indicador de la pérdida de P lo proporciona *el grado de saturación de P* pues indica la medida de la intensidad de acumulación del elemento, al mismo tiempo que describe el potencial del P para pasar de la matriz del suelo a la solución.

De forma general, el grado de saturación de P suele definirse como la fracción de

posiciones superficiales ocupada por el anión fosfato. Cabe indicar que se han usado diferentes aproximaciones para la estimación de este parámetro. Koopmans *et al.* (2003) proponen distintos índices de saturación según se trate de suelos no calcáreos o de suelos calcáreos. De esta manera, argumentan que en los suelos arenosos no calcáreos, los óxidos e hidróxidos amorfos de Al y Fe ([Al+Fe]ox), y los complejos que éstos forman con la materia orgánica son los principales responsables de la retención del P (Beek, 1979). En los suelos calcáreos el principal componente reactivo es el carbonato cálcico. A bajas concentraciones de P en la solución del suelo (hasta 10 mg L⁻¹ de P), la reacción de P con la calcita (CaCO₃) se puede considerar como una reacción rápida de adsorción (Cole *et al.*, 1953; Griffin y Jurinak, 1973, 1974; Schoumans y Lepelaar, 1995). Sin embargo, no se conoce el mecanismo de reacción completo. Koopmans *et al.*, (2003) definen:

$$F = Q + S$$

donde,

F es la cantidad total de P inorgánico sorbido

Q es la cantidad de P adsorbido reversiblemente

S es la cantidad de P sorbido lentamente

El término de P absorbido se emplea aquí como P sorbido lentamente. El método empleado para determinar F , así como para determinar la suma de los óxidos/hidróxidos amorfos de Fe y Al (que determina la capacidad de sorción total de P inorgánico en los suelos arenosos no calcáreos), es la extracción con solución ácida de oxalato amónico. En los suelos arenosos no calcáreos, la máxima cantidad de P adsorbido reversiblemente (Q_{max} ; mmol kg⁻¹ de P) y el P absorbido (S_{max} ; mmol kg⁻¹ de P) dependientes de [Al+Fe]ox (van der Zee *et al.*, 1988; Schoumans y Groenendijk, 2000) se obtendrán a través de las expresiones:

$$Q_{max} = 1/6 (Al+Fe)_{ox}$$

$$S_{max} = 1/3 (Al + Fe)_{ox}$$

Consecuentemente, la cantidad máxima de P inorgánico sorbido (F_{max} ; mmol kg⁻¹ de P) o la capacidad de sorción máxima en los suelos arenosos no calcáreos se calculará:

$$F_{max} = Q_{max} + S_{max}$$

$$F_{max} = 1/6 (Al+Fe)_{ox} + 1/3 (Al + Fe)_{ox} = 0.5 (Al+Fe)_{ox} = \alpha (Al + Fe)_{ox}$$

El factor de saturación α (0.5) determina la afinidad de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al por la sorción del P.

En los suelos arenosos no calcáreos, van der Zee *et al.* (1990) obtuvieron que el rango de valores de α oscilaba entre 0.4 y 0.6, siendo el valor medio de 0.5, lo que implica que 1 mmol de (Al + Fe)ox sorbe una cantidad máxima de 0.5 mmol de P.

Debido al debate que genera el factor 0.5 en el denominador de la ecuación (Beauchemin y Simard, 1999), se emplea también como índice de sorción de P la expresión PSI (Schoumans, 2000).

$$DPS = \frac{100P_{ox}}{0.5(Al_{ox} + Fe_{ox})}$$

$$PSI = \frac{P_{ox}}{Al_{ox} + Fe_{ox}}$$

Los conceptos de DPS (grado de saturación de P) y de PSI (índice de sorción de P) se han utilizado para la estimación de la saturación de P en suelos a nivel local (Chardon y Schoumans, 2007) y de la capacidad de sorción de P en muchos estudios en Bélgica (Lookman *et al.*, 1995, 1996; De Smet *et al.*, 1996; Schoeters *et al.*, 1997; VLM, 1997), Holanda y Luxemburgo (Van Riemsdijk *et al.*, 1983; Breeuwsma *et al.*, 1986, 1990), y Alemania (Leinweber *et al.*, 1997). Estos estudios mostraron que existía correlación entre el DPS y la solución de P simulada (Lookman *et al.*, 1996); el P extraído con agua del suelo (Chardon, 1994; Schoumans y Groenendijk, 2000) y la lixiviación de P en lisímetros (Leinweber *et al.*, 1999).

1.5. P en el agua

Las plantas acuáticas toman el fósforo inorgánico disuelto y lo incorporan a sus tejidos como fósforo orgánico. Los animales toman P orgánico cuando se alimentan de las plantas acuáticas, de otros animales o del material en descomposición procedente de las plantas y de los animales. Cuando las plantas o los animales producen desechos o mueren, el fósforo orgánico que contienen desciende al fondo del cauce. Las bacterias controlan el proceso de descomposición y lo convierten de nuevo en fósforo inorgánico. Este fósforo inorgánico entrará nuevamente en el ciclo cuando se produzcan movimientos en el fondo, de manera que el P asciende y es tomado de nuevo por las plantas (Figura 1.3).

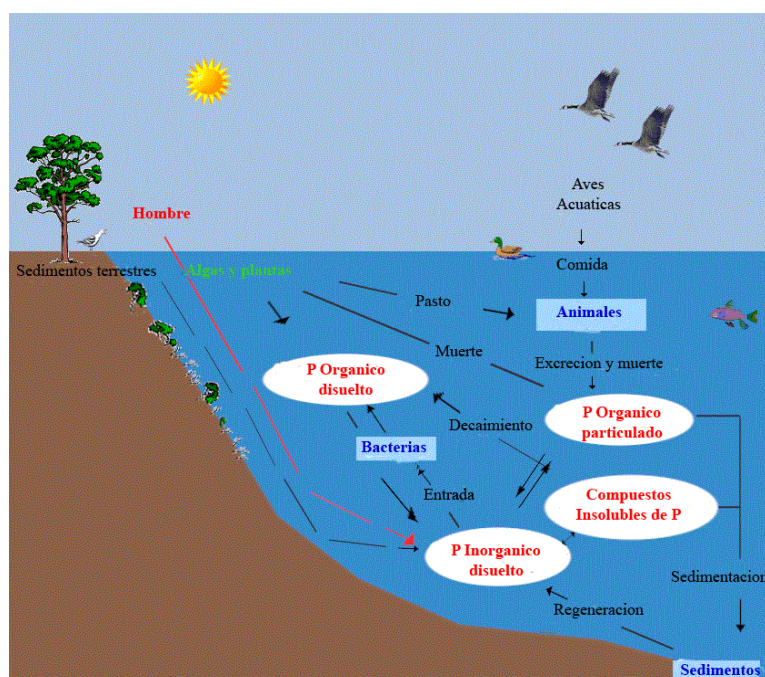


Figura 1.3.- Ciclo del P en lagos.

La contribución que las distintas fuentes de P realizan a la carga total de fósforo que recibe una masa de agua (sea un río, un lago o el agua costera) se calcula mediante estimaciones anuales. Este método es sensible para la evaluación rápida, a pesar de que hay gran incertidumbre en la valoración de la biodisponibilidad del fósforo y algunas dificultades en la cuantificación de las entradas temporales (Mainstone y Parr, 2002).

Mientras que tales estimaciones son generalmente adecuadas para los lagos, donde es potencialmente relevante el conjunto de la carga del fósforo, pueden ser engañosas para los ríos, en donde mucha de la carga total se puede exportar del río rápidamente tras su incorporación. Por esta razón, es importante conocer la naturaleza y la sincronización de las diversas fuentes del fósforo y cómo influyen sobre el crecimiento de las plantas y de las algas en el río.

Una vez en el río, el fósforo es altamente activo biológica y químicamente, experimentando numerosas transformaciones e intercambiándose entre las fases disueltas y particuladas, entre el sedimento y la columna de agua, y entre la biota y ambientes abióticos (Figura 1.4).

La deposición y la resuspensión física de partículas son métodos obvios de transferencia del fósforo entre la columna de agua y el lecho de sedimentos, pero los procesos directos de adsorción/desorción entre los dos compartimentos son también importantes y dependerán de la concentración de fosfato en equilibrio del sedimento (EPC), que se define como la concentración de fósforo en la fase líquida que es mantenida por una fase sólida sin que se produzca sorción ni desorción (Taylor y Kunishi, 1971), así como de la concentración de fósforo reactivo soluble (SRP) en la columna de agua (House *et al.*, 1995), de los niveles de SRP en el agua superficial y de la velocidad real (gradiente de difusión). El SRP se puede incorporar en los precipitados del carbonato de calcio en zonas donde haya aguas duras, pero este fenómeno ocurre en la interfaz agua-sedimento más que en la columna de agua, y tanto el fósforo inorgánico como el orgánico pueden estar confinados en los biofilms en esta interfaz (Neal, 2002a,b; Jarvie *et al.*, 2002).

El fósforo lábil unido a las partículas suspendidas puede desorberse rápidamente en la columna de agua y llegar a ser biodisponible otra vez, dependiendo del EPC de las partículas y de la concentración de SRP en la columna de agua. El fósforo fuertemente unido dentro de la matriz de la partícula puede difundirse lentamente en la columna de agua, siendo más probable este mecanismo en los ríos donde las partículas se han establecido como sedimentos del lecho. El fósforo soluble se puede incorporar a los minerales inorgánicos de fosfato por precipitación, particularmente en la asociación con calcio (en los ríos de aguas duras), hierro y aluminio (en los ríos de aguas blandas). La precipitación del fósforo soluble con el calcio es probable que tenga lugar por el tratamiento de las aguas residuales en los ríos con aguas calcáreas (House y Denison, 1997), donde las concentraciones de calcio y de fósforo soluble son muy altas. Los minerales coloidales de fosfato de calcio se pueden generar en la columna de agua, mientras que los biofilms de algas pueden estar implicados en la coprecipitación de la calcita y del fósforo sobre

los sedimentos y las plantas del lecho del río (Hartley *et al.*, 1997).

Las plantas acuáticas son capaces de tomar la mayoría, si no todo, del fósforo que necesitan del sedimento, aunque se debate sobre la importancia en sistemas reales de la raíz de las plantas para tomar los nutrientes vía el sedimento o vía la columna de agua. Algunos estudios han sugerido que la absorción del fósforo directamente de la columna de agua puede ser muy importante (Robach *et al.*, 1995, 1996), particularmente cuando las concentraciones de SRP en el agua de la superficie son más altas que en el agua de los poros del sedimento (Pelton *et al.*, 1998). Sin embargo, contrariamente a lo que se cree, la absorción es importante incluso a bajas concentraciones de SRP en la columna de agua (Pelton *et al.*, 1998). Las algas filamentosas, epifitas y plantónicas generalmente toman el fósforo directamente de la columna de agua por necesidad. La absorción microbiana de la columna de agua y más particularmente dentro del sedimento puede ser sustancial (Mainstone y Parr, 2002); el decaimiento de la absorción de la planta y de la mineralización de la materia orgánica de la comunidad microbiana conducirá al paso del fósforo al agua de los poros del sedimento y a la columna de agua, compensando la variación que se produce como consecuencia de la absorción por las plantas y las algas.

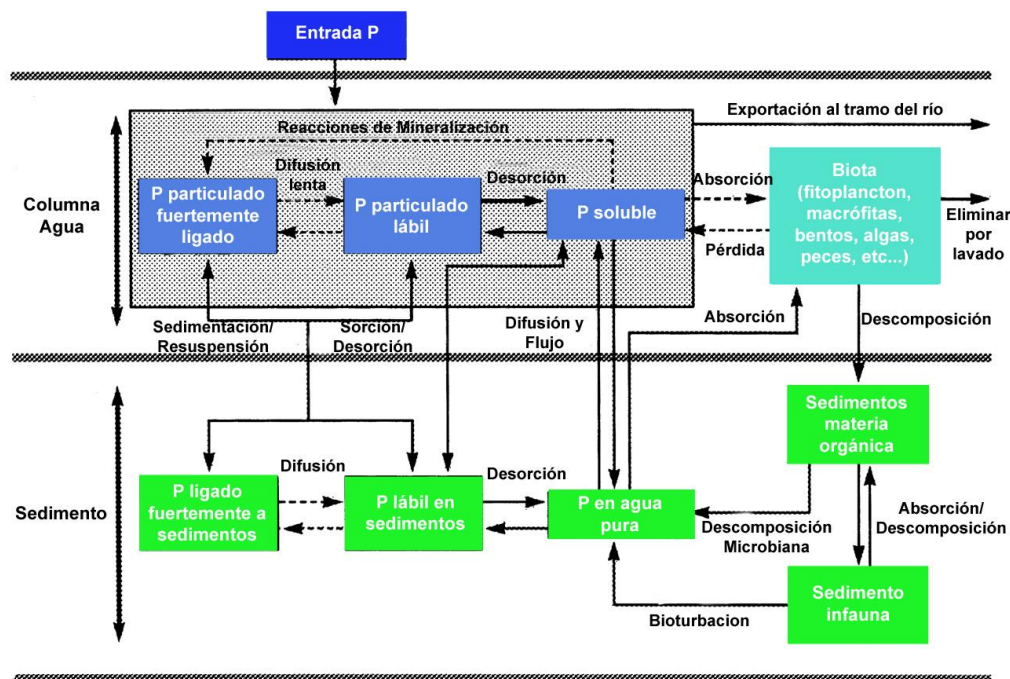


Figura 1.4.- Comportamiento del P en ríos (Mainstone *et al.*, 1996).

La combinación de todos estos procesos en relación con las variaciones en el flujo del río y otros factores ambientales (tales como temperatura), conduce a una fuerte estacionalidad en el comportamiento del fósforo. El fósforo tenderá a incrementarse y conservarse en el sedimento y la biota (plantas, algas y bacterias) en los meses del verano, mientras que mucha de la carga

acumulada será consumida y absorbida durante el otoño y el invierno, estaciones en las que el flujo del río es más elevado.

Inevitablemente, la importancia de los distintos procesos variará considerablemente entre los tramos del río. En los tramos del río que fluyen muy rápido, los substratos serán gruesos y las áreas de la deposición del sedimento restringidas (Mainstone *et al.*, 2008), conduciendo a la acumulación limitada del fósforo dentro del sedimento en los meses del verano.

1.5.1. Pérdida de P del suelo al agua

El primer paso en la transferencia del P desde el suelo a las aguas circundantes es su desorción, disolución o remoción, a lo que sigue su transporte a través de la escorrentía superficial o del lavado profundo. La movilización está favorecida por la existencia de concentraciones elevadas de P en la parte superior del suelo y por la mezcla íntima de la solución infiltrante con la fuente de fósforo. Una porción de la lluvia interactúa con los centímetros superiores de la capa superficial del suelo desorbiendo y disolviendo el fósforo antes de dejar el suelo como escorrentía. Por otra parte, la precipitación que percola a través del suelo puede transportar fósforo, pero generalmente la sorción sobre los componentes del suelo hace que el flujo subsuperficial tenga una baja concentración en fósforo. No obstante, cuando se produce un flujo preferente a través de macroporos o de fisuras puede producirse un movimiento importante del fósforo superficial tanto orgánico como inorgánico. Esta vía de pérdida de P se ha considerado hasta hace poco como insignificante y no relacionada con el uso del suelo. Hoy en día se considera importante, sobre todo en suelos con mal drenaje o en zonas donde el empleo de abonos orgánicos es elevado (Simard *et al.*, 2000). La traslocación profunda del P está favorecida por la presencia de vías de flujo preferencial, por las cortas distancias de paso, la falta de contacto entre el fósforo en solución y las superficies de sorción, la baja afinidad del suelo hacia las formas más móviles y la baja capacidad de sorción (Gil Sotres, 2001).

El término "escorrentía total agrícola" abarca procesos que tienen lugar en la superficie del suelo y en el flujo subsuperficial (Figura 1.5). En realidad éstos pueden ser términos vagos para describir procesos muy dinámicos. Por ejemplo, la escorrentía superficial se puede infiltrar en un suelo durante el movimiento en una pendiente, moverse lateralmente como interflujo, y reaparecer como flujo superficial.

La escorrentía superficial de los prados, los bosques o los suelos no cultivados lleva poco sedimento y, por lo tanto, está dominada generalmente por P disuelto (cerca del 80 por ciento de las pérdidas de P). Esta forma disuelta viene de la solubilización del P del material del suelo y de las plantas (Figura 1.5). Chardon *et al.* (1997) mostraron, a través de experiencias en condiciones controladas, un importante lavado de P orgánico disuelto y que la importancia de esta fracción se incrementa incluso con la profundidad de lavado, de forma que puede desempeñar un papel importante en los procesos de eutrofización si estas formas de P son transformadas en formas

disponibles para las algas y las plantas acuáticas.

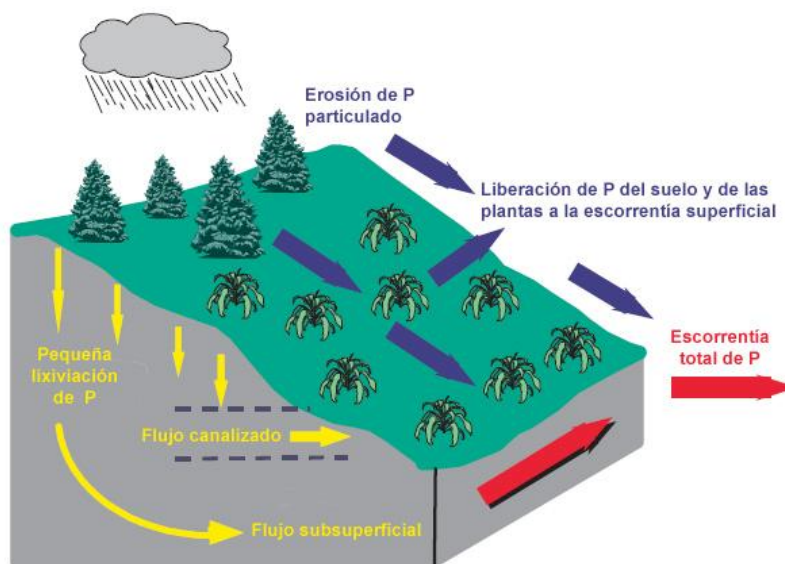


Figura 1.5.- Transferencia de P en los suelos.

El riesgo de transferencia del P por lavado profundo se incrementa cuando los suelos se desarrollan sobre materiales de partida permeables y en los que la mayor parte del agua que atraviesa el perfil (y el P que transporta) se transfiere a las aguas profundas evitando las vías superficiales, ya que el paso por las mismas sólo se producirían en los momentos de intensa precipitación.

El P en los sedimentos incluye P asociado a las partículas del suelo y al material orgánico erosionado durante el flujo (erosión del suelo superficial o del suelo en los canales de drenaje) y constituye cerca del 80 por ciento del P transportado en la escorrentía superficial de la mayoría de los suelos de cultivo (Sharpley *et al.* 1992). Durante el movimiento y el transporte (Figura 1.6) de las partículas erosionadas se arrastran las fracciones más finas, lo que se traduce en la selección de partículas con alta capacidad de sorción y con elevado contenido en P (Haygarth y Jarvis, 1999), normalmente superior al que presentan los suelos originales, lo que permite considerar la relación de enriquecimiento (relación entre el contenido en P en el sedimento y el del suelo del que procede), que puede ser superior a 3 (Sharpley y Menzel, 1987).

En este proceso de enriquecimiento hay un alto número de factores implicados que son independientes entre sí: la selectividad del proceso de erosión para los materiales finos, la sorción de P por las partículas erosionadas durante su transporte por los cursos de agua, la selectividad de la erosión por la materia orgánica o por los minerales de la arcilla con una gran área superficial y una mayor capacidad para adsorber P durante el transporte.

Hay que tener en cuenta que el transporte de P es un proceso dinámico, ya que durante el

mismo ocurren una serie de transformaciones entre el P soluble y el P particulado, que se acentúan por el transporte selectivo de materiales que tienen una mayor capacidad para adsorber o desorber P.

La mayoría del P disuelto está inmediatamente disponible para la absorción biológica, mientras que el P del sedimento no está fácilmente disponible, sino que puede ser una fuente de P para la biota acuática a largo plazo (Sharpley, 1993; Ekholm, 1994).

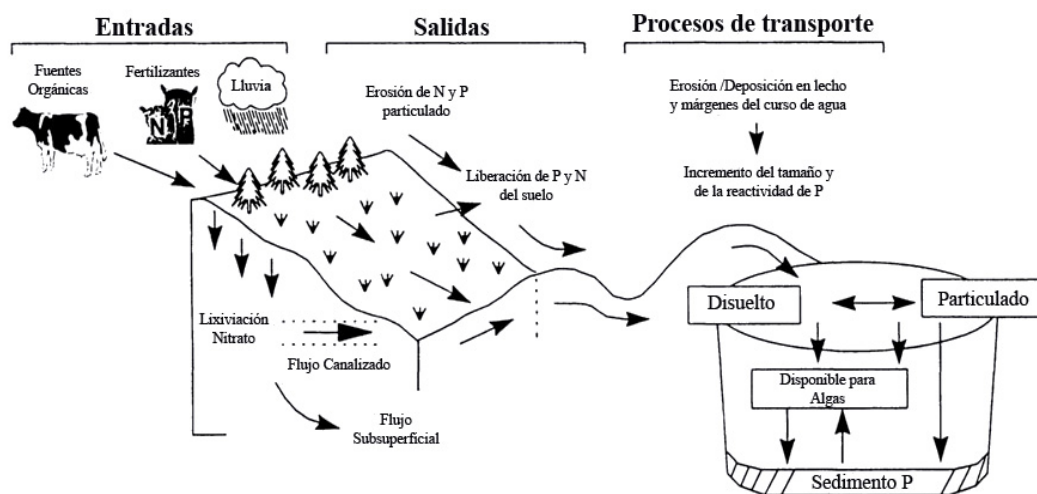


Figura 1.6.- Transporte de P desde los suelos agrícolas a las aguas circundantes (Sharpley y Rekolainen, 1997).

1.5.2. P como limitante de procesos de eutrofización

Debido a su poder disolvente y erosivo, los ríos arrastran sales, materia orgánica y sólidos en suspensión. La acción humana añade a todo lo anterior residuos provenientes de actividades domésticas, industriales (sólidos y metales de actividades mineras, etc.), agrícolas y ganaderas (nitratos, fosfatos, pesticidas, etc) que, por la capacidad de autodepuración que poseen, los ríos no pueden asumir, por lo que se desencadenan procesos de contaminación, cuyos efectos más importantes son:

- ✓ Restricciones en el uso del agua.
- ✓ Alteraciones en la fauna y/o flora acuáticas.
- ✓ Apariencia y olor desagradables.

La principal defensa que los ríos tienen para contrarrestar la contaminación es su dinámica. Sin embargo, la contaminación de los lagos es de mayor magnitud, puesto que se trata de masas de agua estáticas. En las aguas sin contaminar existe un equilibrio biológico entre la fauna y flora, que se rompe por la presencia de contaminantes dando lugar a que algunas especies desaparezcan, mientras que otras se desarrollan demasiado.

El término *eutrofia*, proviene del griego y significa “bien alimentado”; Naumann (1919), fue quien introdujo el concepto general de *oligotrofia* y *eutrofia*, tomando como referencia la

existencia de pocas o muchas algas planctónicas en el lugar de estudio, donde el primer término se refería a los lagos que contenían pocas algas planctónicas en una región dominada por rocas primarias. Un lago eutrófico era todo lo contrario, ya que el mismo contenía una gran riqueza en fitoplancton en regiones bajas y fértiles donde existía una gran actividad humana que, a su vez, proporcionaba e incrementaba la cantidad de nutrientes. Al poco tiempo, Thienemann (1925) adoptó el concepto de Naumann y estudió a las especies de ambos tipos de lagos caracterizándolos desde el punto de vista biológico; así, encontró que en el agua hipolimnética de los lagos eutróficos existían especies que requerían bajas concentraciones de oxígeno.

Según la Agencia Inglesa del Medio Ambiente se define eutrofización de la siguiente manera:

“Un enriquecimiento del agua en nutrientes inorgánicos que provoca la estimulación de un conjunto de cambios sintomáticos, sobre todo un incremento en la producción de algas y otras plantas acuáticas, que afecta a la calidad del agua y que distorsiona el balance y las relaciones tróficas de los organismos presentes”.

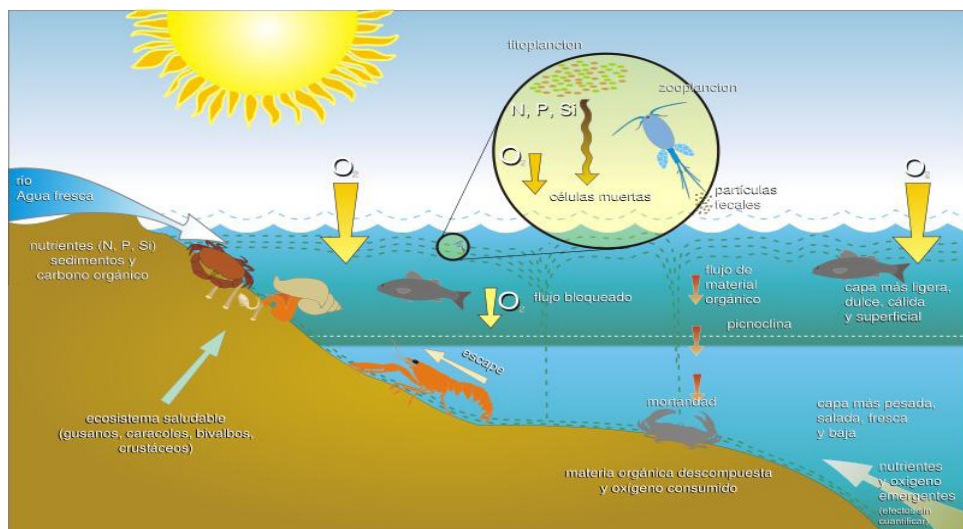


Figura 1.7.- Esquema de la eutrofización.

Prácticamente todos los tipos de actividades agrícolas destinadas a aumentar la actividad biológica de suelos agrícolas aumentan, a su vez, la actividad biológica en el agua del suelo. El transporte de fósforo en los ambientes acuáticos puede dar lugar al deterioro de la calidad de las aguas al acelerar los procesos de eutrofización. Esto causa problemas con el agua de las zonas de pesca, zonas recreativas, industriales o para consumo humano.

El enriquecimiento en nutrientes de las aguas produce un crecimiento excesivo de algas y otras plantas acuáticas, las cuales al morir se depositan en el fondo de los ríos, embalses o lagos, generando residuos orgánicos que, al descomponerse, consumen gran parte del oxígeno disuelto produciendo la muerte por asfixia de la fauna y de la flora.

Los principales problemas medioambientales creados por la eutrofización son el incremento en el crecimiento de las algas y organismos acuáticos, la disminución de la transparencia del agua, la muerte de peces y otros organismos, la aparición de olores y sabores desagradables, debido a la escasez de oxígeno causada por la descomposición de los organismos. La eutrofización de lagos, embalses y pantanos en diferentes países industrializados es uno de los mayores problemas de polución de las aguas, generando problemas de salud pública debido a la presencia de toxinas derivadas de cianobacterias y brotes de dinoflagelados (*Pfiesteria piscicida*, entre otros).

El P es un nutriente esencial presente en las proteínas y moléculas de ATP de los seres vivos, entre otras. Cuando su presencia en el agua supera los $30 \mu\text{g L}^{-1}$ según Wetzel (1983) o los $35 \mu\text{g L}^{-1}$ según Thomas *et al.* (1992), el crecimiento de las algas y las plantas acuáticas puede llegar a producirse de forma alarmante. Según Pütz (2009) las concentraciones críticas para una eutrofización incipiente se encuentran entre $0.1\text{--}0.2 \text{ mg L}^{-1} \text{ PO}_4^{3-}$ en el agua corriente y entre $0.005\text{--}0.01 \text{ mg L}^{-1} \text{ PO}_4^{3-}$ en aguas tranquilas.

Se han llevado a cabo trabajos pioneros en varios lagos de Wisconsin para establecer los niveles de concentración de P y N por debajo de los cuales no es probable que ocurra un crecimiento de algas perjudicial. Los límites de concentración de 0.3 mg L^{-1} de N inorgánico y 0.02 mg L^{-1} de fósforo como ortofosfato en el momento de la rotación primaveral del lago se consideraron apropiados en esa época, pero con el tiempo se ha encontrado que valores entre un tercio y la mitad de los anteriores estimulan el crecimiento de las algas cuando están disponibles todos los demás nutrientes (Glynn Henry *et al.*, 1999).

Los niveles naturales de P disuelto en agua dulce oscilan entre 0.01 y 0.02 mg L^{-1} y en el mar son de 0.07 mg L^{-1} (Horne, 1978). En la Tabla 1.2 se indican las cantidades límite de P total, ortofosfato y clorofila *a* en los distintos sistemas hídricos que determinan la calidad del agua.

Tabla 1.2.- Cantidades límite de P total (TP), PO_4^{3-} ($\text{PO}_4\text{-P}$) y clorofila *a* (Chl *a*) en los sistemas para evaluar la calidad del agua de los ríos, de los lagos y de mares (I corresponde a la mejor calidad) (Csathó *et al.*, 2007).

	Propiedades medidas	I	II	III	IV	V
Ríos	TP (mg L^{-1})	<0.1	0.1–0.2	0.2–0.4	0.4–1	>1
	$\text{PO}_4\text{-P}$ (mg L^{-1})	<0.05	0.05–0.1	0.1–0.2	0.2–0.5	>0.5
	Chl <i>a</i> ($\mu\text{g L}^{-1}$)	<25	25–50	50–100	100–250	>250
Lagos	TP (mg L^{-1})	<0.005	0.005–0.01	0.01–0.03	0.03–0.1	>0.1
	$\text{PO}_4\text{-P}$ (mg L^{-1})	–	–	–	–	–
	Chl <i>a</i> ($\mu\text{g L}^{-1}$)	<2.5	2.5–8	8–25	25–75	>75
Mares^a	TP (mg L^{-1}) (verano)	<0.0145	0.0145–0.0231	0.0231–0.0386	0.0386–0.1157	>0.1157
	$\text{PO}_4\text{-P}$ (mg L^{-1}) (invierno)	<0.0125	0.0125–0.02	0.02–0.0333	0.0333–0.1	>0.1
	Chl <i>a</i> ($\mu\text{g L}^{-1}$)	<1.29	1.29–2.06	2.06–3.43	3.43–10.29	>10.29

^a Basado en las condiciones de referencia y con una desviación aceptable del 50 % dadas en HELCOM (2005c).

En áreas de actividad agrícola intensiva la continua aplicación de P en forma de fertilizante mineral y abono orgánico ha provocado niveles de P en los suelos superiores a los niveles de toma por las plantas (Sharpley *et al.*, 1992). Como resultado, las acumulaciones de fósforo en la superficie de los suelos han llegado a tal nivel que las pérdidas de fósforo por escorrentía suponen uno de los mayores problemas ambientales.

Ha aumentado el número de casos en los que la capacidad de los suelos de adsorber grandes adiciones de fósforo se hace más limitada, lo que supone un incremento de las pérdidas de P del suelo hasta las aguas que ya han sido observadas en países como Holanda (Breeuwsma y Schoumans, 1987) y en Florida (Federico *et al.*, 1981).

Aunque gran parte de los problemas de eutrofización actual se deben a las actividades humanas, el transporte de P desde ecosistemas terrestres a ecosistemas acuáticos se produce también sin que tenga que intervenir la mano del hombre. El riesgo de eutrofización de determinadas cuencas puede deberse al régimen de lluvias, características edáficas del suelo, orografía del terreno, etc. La eutrofización natural puede producirse, por ejemplo, por precipitaciones externas (Schindler y Nighswander, 1970; Lee, 1973). El transporte de P desde ambientes terrestres a ambientes acuáticos puede ocurrir a través del lixiviado y lavado de la vegetación y de los restos vegetales (Gburek y Broyan, 1974; McDowell *et al.*, 1980; Sharpley, 1981; Schreiber y McDowell, 1985).

En gran número de estudios se sugiere que el lavado puede explicar parte de las fluctuaciones estacionales en el P soluble transportado en las aguas de escorrentía de diferentes cuencas (Wells *et al.*, 1972; Gosz *et al.*, 1973; Burwell *et al.*, 1975; McDowell *et al.*, 1980).

También el diferente tipo de vegetación influye en las cantidades de P transportado. Dependiendo del grado de infiltración y de escorrentía, una parte del P lixiviado de la planta puede infiltrarse en el suelo y ser reciclado. Los problemas asociados al aumento de P en los ecosistemas acuáticos pueden verse exacerbados por variaciones en el clima. En Inglaterra, por ejemplo, la combinación de una serie de factores durante la temporada 1989-1990, que incluyeron un invierno suave, unas temperaturas medias de verano altas y un tiempo soleado durante el mes de julio, llevaron a niveles de agua muy bajos en los lagos y a concentraciones altas de P en el agua. Esto produjo un dramático incremento en el desarrollo y abundancia de las algas. Estos hechos han aumentado la preocupación por la presencia de aguas tóxicas en muchos lagos.

En algunas regiones de Europa, la erosión ha reducido indirectamente los niveles de eutrofización, ya que la erosión de suelos con gran capacidad para fijar el fósforo ha permitido reducir las concentraciones de fósforo soluble en las aguas superficiales al fijarse este último en los sedimentos (Sequi *et al.*, 1989). En las llanuras del sur de los Estados Unidos muchos pequeños lagos han experimentado aumentos en la concentración del fósforo soluble tan pronto como la erosión se ha visto reducida por el uso de prácticas agrícolas más conservacionistas (mayores acumulaciones de materia orgánica y fósforo orgánico en la superficie del suelo). Estos

ejemplos ilustran la complejidad y la dinámica natural del impacto medioambiental de las transferencias de fósforo en sistemas terrestres y acuáticos. Hoy en día, debido a los problemas para entender la dinámica y las variables que controlan las transferencias de fósforo, se ha fomentado la búsqueda de modelos de simulación para valorar qué tipo de prácticas agrícolas pueden minimizar las pérdidas de P y el posterior impacto medioambiental.

Los problemas de eutrofización no sólo son debidos a las cantidades de P en las aguas, sino que también dependerán del C y el N presentes, pero se suele poner más atención en el fósforo, ya que resulta difícil controlar los intercambios de C y N entre atmósfera y agua y la fijación del nitrógeno atmosférico por las algas cianocéreas.

Tabla 1.3.- Niveles de nutrientes y de biomasa en las diferentes categorías de lagos (n. ind. = no indicado)

	P total $\mu\text{g L}^{-1}$	N total $\mu\text{g L}^{-1}$	Clorofila a $\mu\text{g L}^{-1}$
Wetzel (1983)			
Ultraoligotrófico	<5	< 250	< 0.5
Oligotrófico	5-10	250-700	0.3-3
Mesotrófico	10-30	500-1000	2-15
Eutrófico	30-50	1000-2500	10-100
Hipertrófico	50-5000	2500-15000	>100
Thomas <i>et al.</i> (1992)			
Ultraoligotrófico	< 4	n. ind.	< 2.5
Oligotrófico	4-10	n. ind.	2.5-8.0
Mesotrófico	10-35	n. ind.	8-25
Eutrófico	35-100	n. ind.	25-75
Hipertrófico	> 100	n. ind.	> 75

Hay que indicar que mientras el P está considerado como el elemento limitante a nivel continental, el N es considerado el limitante a nivel oceánico, de ahí la elevada importancia del estudio de los ciclos de estos dos elementos. En la Tabla 1.3 se recogen dos clasificaciones de las masas de agua según sus niveles de nutrientes y de biomasa.

Entre los síntomas y los efectos de la eutrofización se encuentran:

- ✓ Aumento de la producción y biomasa de fitoplancton, algas asociadas y macrofitas.
- ✓ Modificación de las características del hábitat debido a la transformación del conjunto de plantas acuáticas.
- ✓ Sustitución de especies ícticas deseables (por ejemplo, salmónidos en los países occidentales) por otras menos cotizadas.
- ✓ Producción de toxinas por determinadas algas.
- ✓ Aumento de los gastos de operación de los sistemas públicos de abastecimiento de agua, además de problemas de gusto y olor, especialmente durante los periodos de proliferación de algas.

- ✓ Desoxigenación del agua, especialmente al finalizar los episodios de proliferación de algas, lo que normalmente da lugar a una mortandad de peces.
- ✓ Colmatación y obstrucción de los canales de riego por las malas hierbas acuáticas.
- ✓ Reducción de la posibilidad de utilización del agua para fines recreativos, debido al lodo, infestación de malas hierbas y olores molestos producidos por la descomposición de las algas.
- ✓ Impedimentos para la navegación debido al crecimiento de densas masas de malas hierbas.

1.6. Modelos de exportación de P

En los suelos con alto contenido en P, debido a la adición de cantidades excesivas de abonos y de fertilizantes se pueden producir pérdidas difusas de P, tanto al agua superficial como a la subterránea, por la erosión, la escorrentía, y la lixiviación subsuperficial (Buczko y Kuchenbuch, 2007). Las altas concentraciones de P en las aguas superficiales perjudican la calidad del agua, al ser una causa importante de la eutrofización puesto que, normalmente, el P es el nutriente que limita el crecimiento de las algas en las masas de agua dulce (Correll, 1998).

Diversos investigadores (Boardman, 1990; Sharpley *et al.*, 1994) sostienen la idea de que la mayoría de las pérdidas de P en las áreas agrícolas se producen por escorrentía asociada a las partículas del suelo y, aunque no cabe duda que ésta puede ser la causa en los suelos cultivados susceptibles a la erosión (Gburek *et al.*, 1996; Fraser *et al.*, 1999), existen cada vez más evidencias que sugieren que otras vías de pérdida de P (flujo subsuperficial, etc.) pueden suponer una contribución importante al paso de P al agua (Dils y Heathwaite, 1996; Heathwaite *et al.*, 2000).

Hay que indicar que dos son los factores dominantes de los que depende la cantidad y las formas de P perdidas desde los suelos agrícolas a las aguas circundantes. Primero, los procesos bioquímicos que tienen lugar en el suelo y que controlan las formas de P en el mismo disponibles para el transporte y, en segundo lugar, la hidrología que presentan las distintas pendientes, que es determinante para conocer los mecanismos y las vías de pérdida (Heathwaite y Dils, 2000).

Uno de los problemas para entender las vías de la pérdida de nutrientes desde los suelos agrícolas a las aguas circundantes es su naturaleza dinámica, en tiempo y espacio. La pendiente puede generar flujo subsuperficial durante una tormenta, escorrentía como consecuencia de una excesiva infiltración por inundación, o flujo subsuperficial durante una corta tormenta y escorrentía por una excesiva saturación durante una tormenta de larga duración (Dunne, 1983).

Tanto en los EE. UU. como en Europa, durante las décadas pasadas se ha producido un aumento en las concentraciones de P en los cursos de agua (Crouzet *et al.*, 1999; Agencia Medioambiental Europea, 2003). En Alemania, aunque las emisiones de P de fuentes puntuales han disminuido durante las últimas décadas, principalmente debido al tratamiento de las aguas

residuales y a la reducción de P en las emisiones industriales, la pérdida de P procedente de las fuentes difusas (principalmente agricultura) no se ha reducido (Behrendt *et al.*, 2003), incrementándose desde valores inferiores a 50 kg de P km² año⁻¹ hasta valores de más de 200 kg km² año⁻¹. Es importante determinar a escala de campo el riesgo de pérdidas de P de tierras agrícolas a las aguas superficiales, para decidir qué suelos son más vulnerables de generar pérdidas de P y que, por lo tanto, no deberían recibir más adiciones de fertilizantes fosfatados, o en qué suelos agrícolas deberían llevarse a cabo ciertas medidas para minimizar el paso de P desde el suelo al agua (Buzco y Kuchenbuch, 2007).

Investigaciones recientes han demostrado que conocer la cantidad de P en los suelos no es suficiente para determinar el riesgo de exportación del mismo desde los suelos agrícolas hasta los lagos y arroyos, porque la pérdida de P está fuertemente influenciada por factores y procesos hidrológicos y geomorfológicos, tales como la erosión, la escorrentía, la lixiviación y el drenaje subsuperficial, así como por la distancia y la conectividad a las aguas circundantes (Werner y Wodsak, 1994; McDowell *et al.*, 2001; Quinton *et al.*, 2003; Sharpley *et al.*, 2003). Estos procesos se incluyen en varios modelos de pérdida de P (Lewis y McGechan, 2002; Sharpley *et al.*, 2002).

Para estimar la contaminación difusa de los nutrientes a las aguas de los ríos se han desarrollado, durante la década pasada, diferentes tipos de herramientas de cuantificación (que abarcan desde métodos muy simples a modelos muy elaborados) tanto en los países europeos (Kronvang *et al.*, 1995; Arheimer y Brandt, 1998; Krysanova *et al.*, 1999; Behrendt y Bachor, 1998; Kronvang *et al.*, 1999; Behrendt *et al.* 2000) como fuera de Europa (Beasley *et al.*, 1980; Leonard *et al.*, 1987; Arnold *et al.*, 1990; Arnold *et al.*, 1993). Estos modelos se establecieron para diferentes regiones y diversas tareas. Un inconveniente que puede surgir es que muchos modelos se aplican a una región o país en concreto, siendo válidos únicamente para esa zona, pues no incluyen factores que evalúen un gradiente en el clima (ej. suelos congelados), la hidrología (agua subterránea), el uso del suelo y/o las diferentes prácticas agrícolas. Los problemas con la adquisición de los datos de entrada a los diversos modelos pueden también limitar seriamente su uso de unos países o regiones a otros.

Los modelos (Figura 1.8) se diferencian por su complejidad, su resolución en tiempo y espacio y por la distinta cantidad de datos que requieren (Schoumans y Silgram, 2003).

Los modelos simples tienen la ventaja de funcionar con una cantidad limitada de datos disponibles, mientras que los modelos deterministas (basados en los procesos físicos) requieren una gran cantidad de datos, lo que implica una evaluación multidisciplinar para conseguir una comprensión detallada de las cargas de P (Groenendijk *et al.*, 2007). Heathwaite *et al.* (2005) proporcionan una evaluación detallada de las características dominantes de las herramientas y de los modelos empleados para evaluar el riesgo de pérdidas de nutrientes. A continuación se hará una breve descripción de los modelos más usuales.

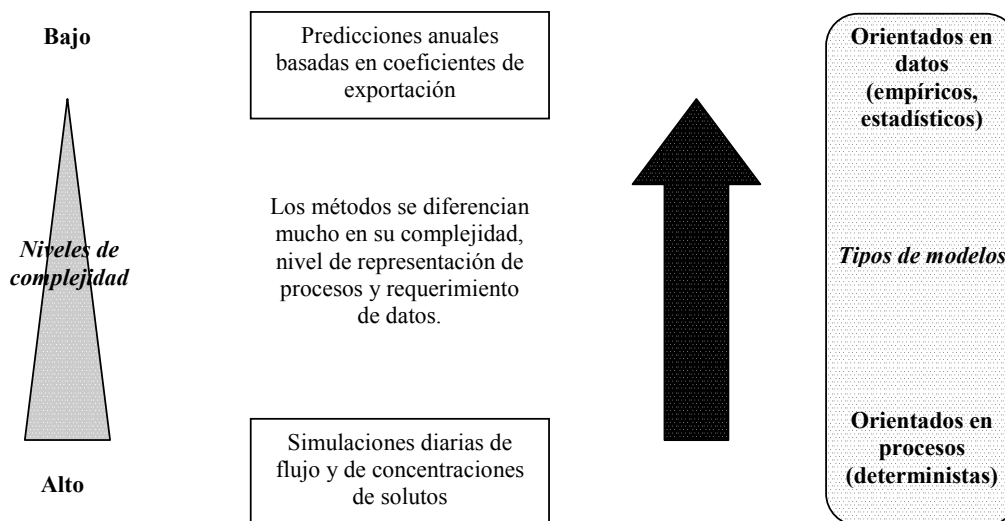


Figura 1.8.- Relación general entre la complejidad de los procesos (izqda.), tipo de modelo (dcha.) y resultados obtenidos (Schoumans y Silgram, 2003).

1.6.1. Coeficientes de exportación de P

Entre los modelos sencillos de estimación de pérdidas de nutrientes han alcanzado gran aceptación los basados en coeficientes de exportación (Johnes, 1996). Estos modelos son aproximaciones que permiten estimar la entrada anual de P en lagos y embalses e identificar las contribuciones relativas de este elemento procedentes de diferentes fuentes dentro de una cuenca de drenaje (Johnes y Heathwaite, 1997). Este modelo utiliza datos de la distribución espacial del uso del suelo y de los fertilizantes aplicados a cada tipo de uso, la cantidad y la distribución del ganado y de la población humana dentro de la cuenca, además de la introducción de nutrientes a través del nitrógeno fijado y de la deposición atmosférica. Determinando el área total de la cuenca, los usos específicos y la cantidad de nutrientes exportados por unidad de área, es posible estimar la carga total anual de fósforo y nitrógeno derivada de fuentes difusas en una masa de agua (Winter y Duthie, 2000).

Los coeficientes de exportación son el resultado de años de trabajo de campo para estimar el grado de pérdidas de nutrientes, desde cada fuente identificable a la superficie de la red de drenaje (Alfaro, 2004). A causa de la descarga total anual en áreas específicas, la predicción puede expresarse como la concentración media anual del contenido total de nitrógeno y fósforo en el río.

Uno de los principales inconvenientes de emplear modelos hidrológicos de pérdidas de nutrientes basados en los coeficientes de exportación es que se suelen considerar los valores proporcionados por la bibliografía, como se recoge en la Tabla 1.4, para cada uso del suelo (Johnes, 1996; Johnes y Heathwaite, 1997; Johnes *et al.*, 1998; Brigault y Ruban, 2000;

Alexander *et al.*, 2002) y estos valores suelen ser diferentes para un mismo uso dependiendo del autor, lo que pone de manifiesto no sólo el diferente grado de enriquecimiento en P que poseen los suelos en las distintas localizaciones geográficas, sino también la complejidad del proceso de pérdida de P por los suelos.

Tabla 1.4.- Coeficientes de exportación del fósforo ($\text{kg P ha}^{-1} \text{año}^{-1}$)

	A	B	C	D	E
Suelos forestales	0.02	0.10	0.33	0.30	0.10
Suelos de prado	0.30	0.30	0.85	0.70	0.10
Suelos agrícolas	0.70	0.40	5.00	4.90	0.90
Zonas húmedas	---	0.05	0.00	0.00	---
Afluentes domésticos*	0.38	---	---	---	1.10
Animales domésticos*	---	---	---	---	0.90
Áreas urbanas	---	1.50	---	1.20	---

* $\text{kg persona (o animal) año}^{-1}$

Johnes, 1996; Soranno *et al.*, 1996; McGuckin *et al.*, 1999; Jordan *et al.*, 2000; Brigault and Ruban, 2000.

La estimación de la contribución de diversas fuentes de P se realiza mediante la carga total del P que entra en una masa de agua receptora (un río, un lago o agua costera) generalmente usando aproximaciones anuales del fósforo total. Esto es únicamente válido para una evaluación rápida, puesto que hay gran incertidumbre en la valoración de la biodisponibilidad del P y algunas dificultades en la cuantificación temporal de las entradas del mismo (Mainstone y Parr, 2002). Mientras que tales estimaciones son generalmente adecuadas para los lagos, donde es potencialmente relevante el total de la carga de fósforo, pueden ser engañosas para los ríos, puesto que un elevado porcentaje de la carga total se puede exportar del río de forma rápida inmediatamente después de haber entrado. Es importante entender la naturaleza y la sincronización de las distintas fuentes de fósforo y cómo afectan al crecimiento de las plantas y de las algas en el río.

Otro ejemplo de un método simple de medida del riesgo es el método irlandés de REALTA (Hughes *et al.*, 2005), aplicado en el proyecto EuroHarp (EVK1-CT-2001- 00096) para suelos europeos, basado en un número de factores que influyen en la pérdida de P desde sistemas agrícolas y de su transporte al agua superficial. La importancia relativa entre los factores se representa por un “peso”. El mapa compuesto que resulta establece los niveles de las áreas agrícolas potenciales de riesgo. Los resultados de un programa de supervisión irlandés de la calidad del agua confirmaron una correlación fuerte entre las áreas identificadas con un riesgo potencial muy alto y la mala calidad del agua (Groenendijk *et al.*, 2007).

1.6.2. Modelos basados en la dinámica del P en el suelo

Los modelos más complejos (basados en los procesos) requieren normalmente grandes cantidades de datos de entrada en una escala temporal y espacial muy detallada. En muchos casos

tales datos no están disponibles, requiriendo algunas asunciones o valores prefijados. Las aproximaciones empíricas y cuasiempíricas, tales como modelos estadísticos, pueden en estos casos ser alternativas viables. Incluso en esta categoría hay una gran variabilidad en complejidad (ej. Grimvall y Stålnacke, 1996; Caraco y Cole, 1999). Sin embargo, muchos modelos estadísticos tienen la limitación de que no pueden describir la dinámica de los flujos.

Los modelos de simulación del ciclo del P en el suelo se desarrollaron desde finales de los años 70 como un instrumento de control. En general, estos modelos tienden a estar basados en los procesos físicos gobernados por variables de clima y son capaces de evaluar el transporte de nutrientes a las aguas superficiales y a las subterráneas tras la aplicación de residuos agrícolas.

Los modelos de P considerados representan la aplicación superficial (como el fertilizante inorgánico, el abono orgánico, la deposición atmosférica del ión, la deposición o la incorporación de material vegetal muerto), la mineralización/inmovilización (entre formas orgánicas e inorgánicas), los procesos de sorción y de desorción del P en el suelo, la respuesta de la vegetación y la lixiviación del P (Lewis y McGechan, 2002).

Los modelos de la dinámica del P en el suelo más usuales son ANIMO, procedente del Winand Staring Centre for Integrated Land Soil and Water Research, Wageningen, Países Bajos, descrito por Groenendijk y Kroes (1999) y Kroes y Rijtema (1998), GLEAMS (Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems) desarrollado por US Department of Agriculture, Agricultural Research Service (Leonard *et al.*, 1987; Knisel *et al.*, 1993), DYACENT, versión diaria en lugar de la salida mensual del modelo CENTURY (Parton *et al.*, 1987; Metherell *et al.*, 1993a y b), inicialmente financiado por el US National Science Foundation, con la versión posterior (V5, 2000; the Century Model Interface) financiada en parte por el US Geological Survey de EE. UU., y MACRO desarrollado en los Departamentos de Ciencias de Suelo de la Universidad sueca de Ciencias Agrícolas. Todos estos modelos se describen detalladamente en Jarvis (1994). Hay que mencionar, además, el modelo EPIC (Erosion-Productivity Impact Calculator) (Sharpley y Williams, 1990), que inicialmente fue desarrollado para simular el impacto de la erosión en la producción de cultivos, y el modelo CREAMS (model for Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems) descrito por Knisel (1980), que es un precursor de GLEAMS.

En las Figuras 1.9-1.11 se representan, mediante diagramas, los modelos de los procesos dinámicos del P en el suelo, mostrando los principales flujos y estados con las fuentes y flujos arreglados en la medida de lo posible a una disposición común. Hay que indicar que todas las aportaciones y transformaciones del P en el suelo ocurren dentro de cada capa de suelo definida, y, para simplificar, se da la descripción de los modelos en función de una sola capa. Hay alguna variación entre modelos en la definición y la subdivisión de fuentes y de los nombres asignados a los flujos. Los flujos del ciclo rápido al ciclo lento de materia orgánica son diversos y se describen como la “descomposición”, la “humificación” y el “decaimiento”. La sorción en el suelo de P

inorgánico o lábil (es decir, disponible para las plantas) tiene lugar mediante un proceso rápido, pero la desorción implica ambos procesos, el rápido y el lento.

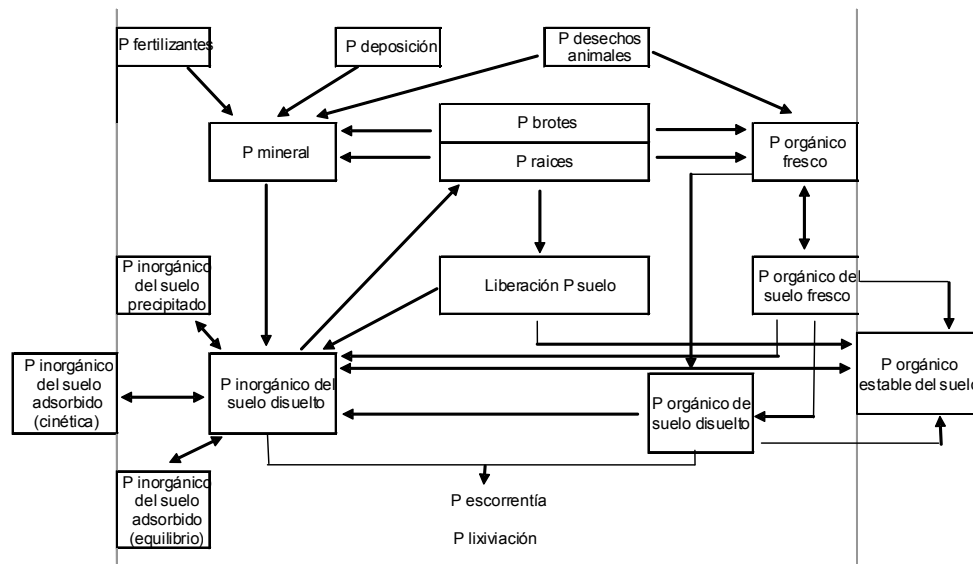


Figura 1.9.- Fuentes y flujos de P en el modelo ANIMO.

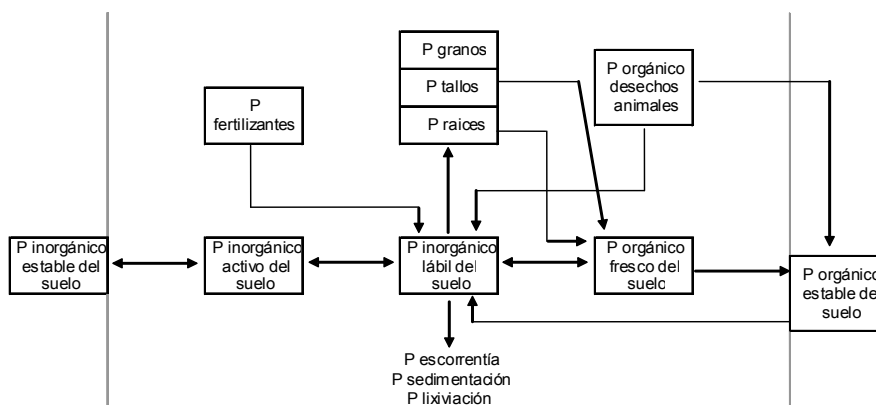


Figura 1.10.- Fuentes y flujos de P en el modelo GLEAMS.

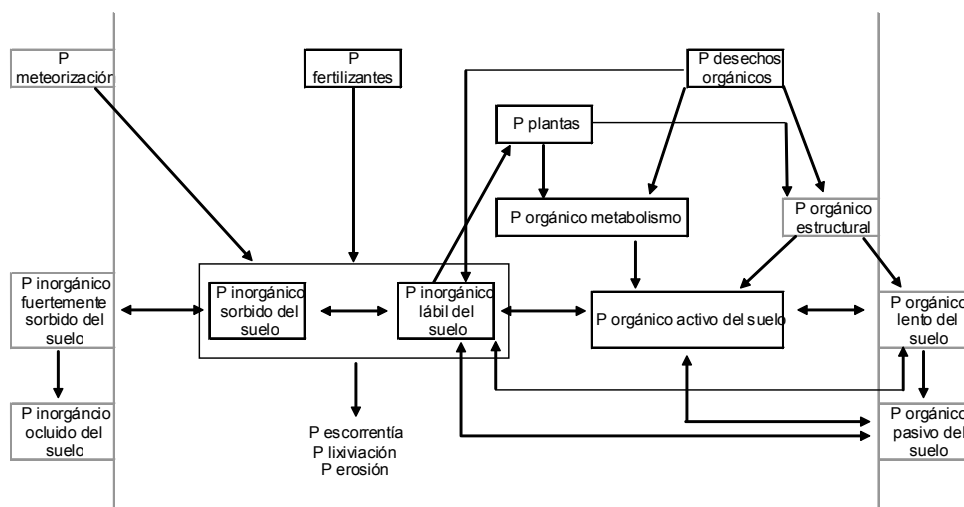


Figura 1.11.- Fuentes y flujos de P en el modelo DAYCENT.

Algunos procesos delimitados en estas figuras son fundamentalmente superficiales (grano, forraje, pasto, P atmosférico), otros tienen lugar tanto en la capa superficial como en la subsuperficial (P orgánico fresco en el residuo de cosecha y raíces, P orgánico en desechos de animales, P procedente de los fertilizantes y las formas disueltas de P), mientras que el P adsorbido y estable en el suelo ocurre en capas profundas del mismo.

Para una detallada descripción de todos los procesos relevantes del P en el suelo, tendría que considerarse el transporte tanto del P soluble como del particulado y tanto del P inorgánico como del orgánico, por tres rutas: por tierra (escorrentía superficial), por el suelo verticalmente, a través del suelo a aguas subterráneas profundas, así como las transformaciones de unas formas de fósforo a otras tras la aplicación tanto de fertilizante mineral como de abono orgánico de P. Ninguno de los modelos considera todos estos procesos, pero algunos consideran un subconjunto apropiado a una situación particular.

El movimiento superficial de P disuelto se considera tanto en el modelo ANIMO como en el modelo GLEAMS, pero el movimiento de P unido al material particulado sólo se considera en el modelo GLEAMS. El modelo DAYCENT considera el P sorbido en el suelo en equilibrio con el P lábil en el suelo, por lo tanto tiene en cuenta la lixiviación e incluye la pérdida de P por la erosión. Casi ninguno de los modelos de P considera un proceso importante el movimiento 'a través del suelo' de P unido al material particulado, de ahí el interés en aplicar el modelo MACRO que sí tiene la capacidad de representar este proceso (Lewis y McGechan, 2002).

El modelo DAYCENT considera sólo el transporte vertical, pero algunos de sus parámetros son más apropiados en procesos a largo plazo. Es, sin embargo, el único modelo que considera los residuos de descomposición de las plantas (proporción de N-lignina). El modelo

ANIMO presenta el tratamiento más detallado de los abonos e incluye una descripción rigurosa de las formas solubles de fósforo, pero no considera el transporte de P particulado.

El modelo MACRO hace el tratamiento más exhaustivo de los procesos de transporte a través del suelo, incluyendo los dominios del microporo y del macroporo (aunque no la escorrentía) y el transporte de P particulado, pero realmente representa de una manera muy simplista las transformaciones de P.

Las transformaciones que se producen por la temperatura y los efectos de la humedad del suelo se representan de modo similar en los cuatro modelos.

La aproximación general al modelo de descomposición y mineralización (o inmovilización) es similar entre los modelos ANIMO, GLEAMS y DAYCENT (asumiendo que se basan en los procesos de N y de C), pero los detalles de las ecuaciones son diferentes. El modelo MACRO, sin embargo, no tiene una descripción de las transformaciones del N y del C en el suelo, pero se centra en características del transporte de las partículas del suelo.

Lewis y McGeachan, 2002, proponen la construcción de una nueva versión híbrida de los cuatro modelos descritos, con la representación completa de los procesos que faltan, que incluya una minuciosa descripción del flujo, tanto del P soluble como particulado, por microporos y macroporos como en el modelo MACRO, combinado con una representación completa del ciclo C/N/P descrito por GLEAMS, con los componentes del abono descritos por ANIMO y las ecuaciones de descomposición de los residuos de las planta tomadas del modelo DAYCENT. Finalmente, el flujo por tierra y las pérdidas por erosión podrían representarse por componentes como en el modelo GLEAMS.

El NL-Cat (Groenendijk *et al.*, 2007), Países Bajos, es también un ejemplo de un modelo de proceso mecánico complejo que funciona a escala de campo y que presenta coincidencias con el modelo Stone (Wolf *et al.*, 2003) que se emplea a escala nacional en los Países Bajos. Este modelo consta de módulos especializados para el flujo del agua del suelo, las transformaciones y la lixiviación de nutrientes del suelo, el flujo superficial y las concentraciones de nutrientes.

1.7. Estimación de los índices de P

La dificultad que atañe al manejo e interpretación de los datos que requiere la aplicación de modelos complejos delimitan su uso rutinario como herramienta para diagnosticar el estado del P en el suelo. Como alternativa a estos modelos, desde los años 90 se han desarrollado indicadores simplificados del riesgo de exportación de P de suelos agrícolas como instrumento de diagnóstico (Lemunyon y Gilbert, 1993; Sharpley *et al.*, 2003). Dichos indicadores denominados como "índices de fósforo" (PI) tienen en cuenta *factores de fuente*, tales como el contenido de P en el suelo o las adiciones de fertilizante (tanto de abonos orgánicos como de fertilizantes inorgánicos, haciendo especial énfasis en los métodos de aplicación), el grado de saturación de P o el P procedente de los residuos de las plantas, y *factores de transporte*, tales como erosión

(hídrica y eólica), escorrentía (superficial y de riego), drenaje subsuperficial, contribución de la distancia, anchura de las zonas tampón (o zonas de amortiguación), y sensibilidad de las aguas receptoras. Los valores adimensionales del PI que se obtienen indican el riesgo relativo de la exportación de P desde los suelos agrícolas. El PI se aplica rutinariamente en los EE. UU. (Sharpley *et al.*, 2003) y se ha adoptado en varios países europeos, especialmente en Escandinavia. En Alemania, la necesidad de cuantificar las pérdidas de P desde tierras agrícolas es notoria, dado el elevado número de estudios que tratan diversos aspectos del riesgo de pérdidas de P (Werner y Wodsak, 1994; Bach y Frede, 1998; Behrendt *et al.*, 2003; Venohr *et al.*, 2005).

1.8. Factores de fuente

Las adiciones de *fertilizantes minerales y orgánicos* (composts, estiércol, desechos de animales, residuos de plantas), influyen en los niveles del *test de P del suelo* en un plazo de tiempo corto, pero más importante para el riesgo de pérdidas de P son las pérdidas que se pueden producir inmediatamente después de la aplicación como consecuencia, por ejemplo, de una precipitación intensa.

Las pérdidas de P se denominan indistintamente "directas" (Schoumans y Chardon, 2003), "incidentales" (Haygarth y Jarvis, 1999) o "episodio-específicas" (Hart *et al.*, 2004) cuando se producen precipitaciones que interaccionan con los materiales en los que recientemente se ha aplicado P procedente de distintas fuentes (abonos orgánicos, fertilizantes minerales), provocando pérdidas de P por escorrentía. La importancia y la magnitud de las pérdidas directas dependen de la tasa de aplicación, de la frecuencia de aplicación en relación con la escorrentía, del método de aplicación y de la disponibilidad de los materiales aplicados (Sharpley *et al.*, 2001a; Withers *et al.*, 2003). El riesgo de pérdidas directas de P puede persistir durante varias semanas después de la aplicación (Pierson *et al.*, 2001; Sharpley *et al.*, 2001a). La frecuencia con que se realiza la adición de abonos o de fertilizantes es de suma importancia para evaluar el riesgo de pérdidas de P. Sin embargo, la frecuencia con que se producen los episodios de escorrentía como consecuencia de las precipitaciones eventuales no son predecibles; así, los factores de la sincronización en la aplicación se relacionan de una manera más general con las estaciones del año y se combinan con los factores propios del método de aplicación (Lemunyon y Gilbert, 1993; Beegle *et al.*, 2006). La incorporación del fertilizante o del abono en el suelo mediante labranza, inyección o por colocación subsuperficial puede disminuir el potencial de pérdidas de P por escorrentía, comparado con el uso superficial, en más del 95 % (Pote *et al.*, 1996; Little *et al.*, 2005). Hay que tener en cuenta, además, que las relaciones entre el uso del suelo y la calidad de las aguas son, en múltiples ocasiones, sorprendentes y escasamente reproducibles (Soranno *et al.*, 1996).

Además de los factores de fuente mencionados se deben considerar los distintos índices del *grado de saturación de P* (DPS), que se definen como la fracción de posiciones superficiales

ocupadas por el anión fosfato (Kuo *et al.*, 1988). Algunos autores indican que estos índices están mejor relacionados con el P disuelto en el agua de escorrentía que el test de P del suelo (STP) (Bolinder *et al.*, 1998; Djodjic y Bergström, 2005).

1.8.1. La fertilización química como fuente de P

Las fuentes de contaminación de los cursos de agua se pueden dividir en puntuales y difusas; las primeras se refieren a aquellos contaminantes que se encuentran en un punto concreto de una cuenca o un arroyo (están localizados y son específicos). Incluyen las descargas de aguas residuales e industriales; los flujos y la polución de la descarga pueden variar, siendo, en general, continuos e ininterrumpidos y la variabilidad es poca y no se relaciona con los factores meteorológicos. La contaminación difusa no puede ser atribuida a un único punto o a una sola actividad, sus puntos de descarga son múltiples y su localización exacta resulta difícil de establecer. Las fuentes difusas se descargan en una cuenca de forma que van a depender del ciclo hídrico para su transporte a los arroyos, e incluyen nutrientes, pesticidas, materia orgánica, sedimentos, etc... En la mayoría de los casos los contaminantes no puntuales son resultado del uso del suelo (Decoursey, 1985), pues proceden fundamentalmente de las prácticas agrícolas, forestales, pecuarias y, en menor volumen, de la minería.

En la actualidad se considera que el estudio de las fuentes difusas es de máxima importancia, debido a que las fuentes puntuales pueden ser aminoradas con un adecuado tratamiento de las aguas. Dentro de estas fuentes difusas se encuentran las pérdidas de fósforo desde tierras agrícolas. De hecho, en los últimos años, principalmente en Europa, más de la tercera parte de los nutrientes (N, P, K) se aplica bajo forma de fertilizantes químicos.

Sharpley y Menzel (1987), en una revisión sobre los estudios donde se comparan las cantidades de P soluble y P particulado en aguas superficiales después de la aplicación de fertilizantes fosfatados, consideran que el aumento de las pérdidas de fósforo se debe a la mayor cantidad de P disponible en la superficie de los suelos fertilizados y al mayor contenido de P del material del suelo erosionado comparado con los suelos sin fertilizar.

Las pérdidas de P procedente de los fertilizantes dependen del método de aplicación, de la cantidad de fertilizante, del tiempo que transcurre desde la aplicación del fertilizante hasta que se producen las precipitaciones y de la cubierta vegetal (Loehr, 1974). Estas pérdidas no suponen importantes problemas económicos para los agricultores; sin embargo, la concentración del fósforo en escorrentía superficial y subsuperficial es frecuentemente muy superior a los valores críticos, estimulando el crecimiento biológico.

Los factores que influyen en las pérdidas de fósforo desde suelos agrícolas pueden estar relacionados con la fuente o con el transporte del fósforo (Heathwaite y Sharpley, 1999). En lo que se refiere a la fuente del fósforo, los factores edáficos pueden ser determinantes a la hora de estimar las pérdidas de fósforo. Así, la textura influye en la asimilabilidad del fósforo tanto por el

contenido de agua que el suelo puede retener, como por la contribución a la riqueza del fósforo del suelo. Los suelos de textura gruesa tienen menor contenido de agua que los de textura fina a cualquier valor de potencial matricial y, por lo tanto, menor difusión del fósforo hacia las raíces. Por otra parte, la cantidad de fósforo lábil o intercambiable será menor en los suelos de textura gruesa que en los de textura fina (que normalmente tienen mayor capacidad de adsorción de aniones). Además, la estructura, la permeabilidad y la concentración de fósforo en el suelo influirán en la fijación o pérdida de fósforo.

Los factores relativos al manejo del suelo como su uso, las prácticas de cultivo en función de los cuales habrá una mayor o menor entrada de fertilizantes inorgánicos y de productos orgánicos y la densidad de pastoreo afectan claramente a la situación del fósforo en el suelo.

Las características de manejo del suelo dan lugar a importantes diferencias en términos de pérdidas de fósforo; así, el 80 % del P liberado de los suelos cultivados sin arar estaba en forma soluble, mientras que en las zonas aradas el 90 % del P que se perdía estaba en los sedimentos en suspensión (Angle *et al.*, 1984). Otro factor de importancia es el tipo de suelo, ya que la aptitud de los suelos orgánicos para retener fósforo depende del contenido mineral total (en particular Ca, Fe y Al) además de la intensidad de la fertilización (Miller, 1979; Duxbury y Peverly, 1978).

1.8.2. El uso de abonos orgánicos

Desde el inicio de la agricultura los abonos orgánicos se utilizan como un método para mantener la fertilidad del suelo. Ya en la época augusta del Imperio Romano, Publio Virgilio Marón (70-19 a. de C.) en su libro *Georgica* (La Agricultura) recomendaba el uso de abonos orgánicos para una buena producción agrícola.

El uso continuado de residuos animales y estiércol, como fuente suplementaria para la alimentación de las plantas, puede dar como resultado que las adiciones de P excedan la capacidad que tiene el suelo para fijarlo, aumentando la concentración en la fase soluble. La cantidad de P total en los suelos típicamente agrícolas oscila entre un 0.025 y un 0.125 % (peso seco), mientras en la solución del suelo el rango oscila entre 0.003 y 0.3 mg de P L⁻¹ (Bolt, 1979).

Para algunos suelos, un aumento del P soluble puede tener como resultado una pérdida de P en las aguas de escorrentía y de drenaje, suficiente como para favorecer un crecimiento excesivo de las plantas acuáticas en las aguas superficiales.

Aunque las aplicaciones de fertilizantes afectan al lavado en pequeña proporción, el tipo de fertilizante (mineral, estiércol orgánico) y las técnicas de aplicación influyen en la liberación de P de las aguas de escorrentía a través, principalmente, de la erosión. Esto es especialmente importante en el caso de los abonos orgánicos. La principal causa de contaminación en zonas de ganadería intensiva es la errónea aplicación de los bioproductos animales, tanto en cuanto a la cantidad excesiva de abonado, como al tiempo inapropiado de aplicación. Frecuentemente, las aplicaciones de estiércol o purines se realizan no en el momento que es necesario para el cultivo,

sino cuando no se tiene donde almacenarlo. El abonado con purines se utiliza, en muchas ocasiones, como una forma de deshacerse de los residuos más que como una verdadera práctica de fertilización del suelo. Esta utilización de los residuos animales trae como consecuencia que en las estaciones lluviosas la dispersión de los mismos provoque un elevado transporte de P al agua, con el correspondiente riesgo medioambiental que ello conlleva.

1.8.3. Influencia del uso del suelo en las pérdidas de fósforo

Otro factor a tener en cuenta es el uso del suelo. El uso de maquinaria cada vez más rápida, potente y pesada aumenta la erosión de los suelos. Las prácticas no conservacionistas dan lugar a un aumento en la proporción de las partículas de tamaño más fino transportadas por el agua de escorrentía (Sharpley, 1990). La erosión debida al arado provoca el movimiento del suelo superficial, donde se concentra una proporción importante de raíces, desde terrenos y colinas adyacentes hasta las depresiones y cuencas de ríos y lagos. Esto reduce la fertilidad de los suelos de cultivo y aumenta el potencial de transferencia de P a los sistemas acuáticos por el agua de escorrentía.

Tabla 1.5.- Pérdidas de fósforo ($\text{kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) en función del uso de suelo (Haygarth y Jarvis, 1999).

Tipo uso suelo	Forestal	Prados	Cultivos	Habitado
Fósforo	0.02-0.20	0.10-5.00	0.50-620	8-150

La erosión de los suelos por el arado facilita la erosión debida al agua, ya que el desplazamiento del suelo desde zonas más elevadas a las proximidades del río provocará menores pendientes y, por lo tanto, un flujo más rápido de agua y con mayor poder erosivo.

Probablemente también promueve la erosión provocada por el viento, ya que las pérdidas de suelo superficial rico en materia orgánica significan un descenso en la capacidad de retención de agua y en la estabilidad estructural de la superficie del suelo.

La transformación de zonas forestales en tierras agrícolas suele producir marcados aumentos en las pérdidas de fósforo (Omernik, 1977; Rekolainen, 1989). De hecho, las mayores pérdidas de fósforo por escorrentía en áreas forestales se dan durante las limpiezas de los bosques, especialmente en el inicio de las cortas (Aubertin y Patric, 1974).

1.9. Factores de transporte de P

La topografía de la zona influirá en la incidencia de la escorrentía superficial de la que depende el transporte de fósforo. El drenaje subsuperficial y la posición respecto a la red de drenaje también son factores que determinan las posibilidades de acceso del fósforo a la red hídrica a través de la percolación. Deberá tenerse en cuenta la duración de las precipitaciones, la magnitud de éstas y los períodos de recurrencia de las posibles inundaciones.

1.9.1. Erosión

Desde el inicio de la agricultura, la erosión del suelo por el agua y el viento ha sido un problema a tener en cuenta. Las consecuencias de la erosión del suelo se manifiestan tanto en el lugar donde se producen como fuera de él (erosión difusa). Los efectos *in situ* son particularmente importantes en las tierras de uso agrícola, donde la redistribución y la pérdida de suelo, la degradación de la estructura edáfica y el arrastre de materia orgánica y nutrientes llevan a la pérdida de espesor del perfil del suelo y al descenso de la fertilidad. La erosión reduce también el agua disponible del suelo, acentuando las condiciones de aridez. El efecto resultante es una pérdida de productividad que, en principio, limita las especies que pueden cultivarse y obliga a un aumento de los fertilizantes a aplicar para mantener los rendimientos de las cosechas y la producción de alimentos y que, finalmente, lleva a la devaluación y abandono de la tierra. La erosión difusa plantea una serie de problemas, consecuencia de la sedimentación aguas abajo o a sotavento, lo que reduce la capacidad de transporte de ríos y acequias, aumenta el riesgo de inundaciones, ciega los canales de riego y disminuye la vida útil de los pantanos. Los sedimentos son, también, un contaminante por su propia composición y por los elementos químicos que pueden llevar adsorbidos, aumentando los niveles de nitrógeno y fósforo en las masas de agua y favoreciendo su eutrofización (Morgan, 1997).

1.9.1.1. Procesos y mecanismos erosivos

La erosión del suelo es un proceso en dos fases:

- a) Desprendimiento de partículas individuales de la masa de suelo, y
- b) Transporte de dichas partículas por los agentes erosivos, como las corrientes de agua y el viento.

Cuando la energía de estos agentes no es suficiente para transportar las partículas, se produce una tercera fase, su deposición.

Los agentes de transporte comprenden los que actúan superficialmente y contribuyen a remover un espesor relativamente uniforme del suelo, y aquellos otros cuya acción se concentra en los cauces. El primer grupo está formado por la salpicadura, la escorrentía superficial en forma de flujo de pequeño espesor y gran anchura (algunas veces denominado flujo laminar, pero que más correctamente se denomina flujo superficial) y el viento. En el segundo grupo se encuentran los flujos de agua en pequeños cauces conocidos como regueros, que pueden desaparecer por meteorización y laboreo, o permanecer como fracciones de mayor duración en forma de cárcavas y barrancos.

A veces se distingue, dentro de la erosión hídrica debida a la acción combinada del impacto de las gotas de agua y el flujo de escorrentía, entre la erosión en reguero y la erosión en la superficie comprendida entre los regueros, que se denomina erosión entre regueros. A estos agentes que actúan externamente, cogiendo material y transportándolo sobre la superficie del

terreno, deben añadirse los transportes por movimientos en masa como flujo de suelo, deslizamientos y arrastres en los que el agua actúa en el interior del suelo alterando su cohesión.

La salpicadura es el agente más importante para el desprendimiento. Como resultado del impacto de las gotas de lluvia sobre la superficie de un suelo desnudo, las partículas del mismo pueden ser lanzadas por el aire a varios centímetros de distancia. La exposición continua a las lluvias intensas debilita considerablemente el suelo. El suelo también se disgrega por procesos de meteorización: mecánicamente (alternancia de humectación y desecación, congelación y deshielo, acción del hielo) y bioquímicamente. Además, el suelo se altera por el laboreo y el pisoteo de personas y ganado (Morgan, 1997). Las corrientes de agua y el viento también contribuyen al desprendimiento de partículas de suelo. Todos estos procesos liberan partículas de suelo, que luego son arrastradas por los agentes de transporte.

La severidad de la erosión depende, sobre todo, de la cantidad de material desprendido y de la capacidad de los agentes erosivos para transportarlo. Cuando la capacidad de transporte de los agentes es superior a la cantidad de material desprendido, la erosión se describe como limitada por el desprendimiento. Cuando es mayor el material desprendido que el que puede ser transportado, se denomina erosión limitada por el transporte.

1.9.1.2. Bases hidrológicas de la erosión

Los procesos de la erosión hídrica están estrechamente relacionados con las rutas que sigue el agua en su paso a través de la cobertura vegetal y su movimiento sobre la superficie del suelo. Durante una tormenta parte del agua cae directamente sobre el suelo, bien porque no hay vegetación o bien porque pasa a través de los huecos de la cubierta vegetal. Esta fracción de lluvia se denomina precipitación directa. Parte de la lluvia es interceptada por la cubierta vegetal, desde donde puede volver a la atmósfera por evaporación, llegar al suelo goteada por las hojas (drenaje foliar) o fluir hacia el suelo por los tallos. La precipitación directa y el drenaje foliar son responsables de la erosión por salpicadura. La lluvia que llega al suelo puede almacenarse en pequeñas depresiones u hondonadas de la superficie o puede infiltrarse en el suelo contribuyendo al contenido de humedad en el suelo o, por percolación, a recargar los acuíferos. Cuando el suelo es incapaz de almacenar más agua, el exceso se desplaza lateralmente por el interior del suelo y a favor de la pendiente, como flujo subsuperficial o flujo interno, o contribuye a la escorrentía superficial provocando erosión como flujo superficial, regueros o cárcavas (Morgan, 1997).

La velocidad con la que el agua pasa al interior del suelo se conoce como velocidad de infiltración y ejerce el control más importante sobre la generación de escorrentía superficial. El agua se mueve en el interior del suelo por acción de la gravedad y es fijada y retenida por fuerzas capilares, formando una delgada película alrededor de las partículas del suelo. Durante una tormenta se llenan de agua los espacios entre las partículas del suelo y las fuerzas capilares disminuyen de manera que la velocidad de infiltración, que es alta al iniciarse la tormenta,

disminuye hasta el valor representado por la máxima velocidad estabilizada a la que el agua puede pasar a través del suelo. Teóricamente, la capacidad de infiltración o la velocidad de infiltración final se corresponde con la conductividad hidráulica del suelo saturado, pero en la práctica la capacidad de infiltración es, frecuentemente, menor que la conductividad hidráulica del suelo saturado debido al aire que queda atrapado en los poros del suelo al avanzar el frente húmedo en su movimiento descendente.

La capacidad de infiltración depende, sobre todo, de las características del suelo; generalmente los suelos de textura gruesa, como los arenosos y franco-arenosos, tienen velocidades de infiltración más elevadas que los suelos arcillosos, debido al mayor tamaño de los espacios entre las partículas del suelo.

1.9.1.3. Erosión por salpicadura

La acción de las gotas de lluvia sobre las partículas del suelo tiene dos efectos:

- a) Proporciona una fuerza de consolidación que compacta el suelo.
- b) Produce una fuerza rompedora, ya que el agua se dispersa rápidamente y retorna al punto del impacto en chorros que fluyen lateralmente.

La velocidad local de estos chorros es casi el doble que la del impacto de las gotas de lluvia (Huang *et al.*, 1982) y es suficiente para proporcionar velocidad a algunas de las partículas del suelo, lanzándolas a la atmósfera mezcladas con las minúsculas gotas de agua que se han formado por la ruptura de las gotas de lluvia contra el suelo (Mutchler y Young 1975). De esta forma, las gotas de lluvia son agentes de consolidación (formación de costra superficial) y de dispersión.

La respuesta real de un suelo a una lluvia dada depende, fundamentalmente, de su contenido en humedad y, en consecuencia, del estado estructural del suelo y de la intensidad de la lluvia. Le Bissonnais (1990) describe tres posibles respuestas:

- 1) Si el suelo está seco y la intensidad de lluvia es fuerte, los agregados se rompen rápidamente al hidratarse. Esta ruptura se produce por compresión del aire por el frente húmedo. La capacidad de infiltración se reduce rápidamente y sobre superficies muy lisas se puede formar escorrentía con unos pocos mm de lluvia. En superficies más rugosas, el almacenamiento de agua en las depresiones es mayor y tarda más tiempo en generarse la escorrentía.
- 2) Si los agregados están, al principio, parcialmente húmedos o la intensidad de lluvia es baja, se producen microrupturas y los agregados se disgregan y transforman en agregados más pequeños. La rugosidad superficial disminuye, pero la infiltración continúa siendo alta a causa de los grandes espacios porosos entre los microagregados.
- 3) Si los agregados están inicialmente saturados, la capacidad de infiltración depende de la conductividad hidráulica del suelo saturado y se necesitan grandes lluvias para sellar

la superficie. No obstante, suelos con menos del 15 % de arcilla son susceptibles de sellado si la intensidad de lluvia es alta.

1.9.1.4. Flujo superficial

El flujo superficial se produce en las laderas durante una tormenta cuando se supera la capacidad de almacenaje en las depresiones de la superficie y cuando, ya sea por una lluvia prolongada o por lluvias de intensidad superior a la capacidad de infiltración del suelo, se supera su capacidad de retención. Es raro que el flujo presente una forma de lámina de agua de profundidad uniforme, sino que lo más frecuente es una masa anastomosada o trenzada de cursos de agua que no tienen canales marcados. El flujo se interrumpe por las grandes piedras, guijarros y la cobertura vegetal, formándose remolinos alrededor de los matorros y pequeños arbustos. La efectividad del flujo superficial como agente erosivo depende de su extensión espacial y de su distribución sobre la ladera. Es importante la velocidad del flujo, ya que debido a la resistencia propia del suelo la velocidad debe alcanzar un valor umbral antes de que se inicie la erosión. Básicamente el desprendimiento de una partícula de la masa del suelo se produce cuando las fuerzas ejercidas por el flujo son superiores a las que mantienen la partícula unida al resto (Morgan, 1997).

1.9.1.5. Flujo subsuperficial

El movimiento lateral del agua pendiente abajo dentro del suelo se conoce como flujo interno. Cuando éste se produce como un flujo concentrado en túneles o conductos subsuperficiales son bien conocidos sus efectos erosivos por hundimiento de los túneles y formación de cárcavas. Es menos conocida la capacidad erosiva del agua en movimiento a través de los espacios porosos del suelo, aunque se ha sugerido que las partículas finas pueden ser eluviadas por este proceso (Swan, 1970). Más importante que la carga de sedimentos es la concentración mineral del flujo subsuperficial, que puede ser el doble que la encontrada en el flujo superficial. Nutrientes esenciales para la vegetación, especialmente los aportados con los fertilizantes, pueden ser extraídos empobreciendo, en consecuencia, el suelo y reduciendo su resistencia a la erosión. Se ha mostrado que, incluso en las condiciones naturales de un bosque tropical húmedo inalterado, situado sobre pendientes de 8 a 14° en Pasoh (Negeri Sembilan, Malasia) y donde las tasas de erosión son muy pequeñas, el material extraído disuelto en el flujo subsuperficial puede representar entre el 15 y el 23 % del sedimento total transportado (Leigh, 1982).

1.9.1.6. Factores erosivos

Los factores que controlan la erosión son la agresividad de los agentes erosivos (erosividad), la erosionabilidad del suelo, la pendiente del terreno y la naturaleza de la cobertura vegetal.

Erosividad: La pérdidas del suelo están estrechamente relacionadas con la lluvia, en parte por el poder de desprendimiento del impacto de las gotas al golpear el suelo y, en parte, por la contribución de la lluvia a la escorrentía. Ésta contribuye particularmente a la erosión por flujo superficial y en regueros, fenómenos para los que la intensidad de precipitación se considera, generalmente, la característica más importante (Fournier, 1972). La erosión se relaciona con dos tipos de lluvia, la tormenta intensa de corta duración que supera la capacidad de infiltración del terreno y la tormenta de larga duración y baja intensidad que satura el suelo. En muchos casos es difícil separar los efectos de los dos tipos cuando se contabilizan las pérdidas de suelo. La erosividad de una tormenta es función de su intensidad y duración, y de la masa, diámetro y velocidad de las gotas de lluvia (Morgan *et al.*, 1986).

Erosionabilidad: La erosionabilidad define la resistencia del suelo a los procesos de desprendimiento y transporte. Aunque la resistencia de un suelo a la erosión depende, en parte, de su posición topográfica, pendiente y grado de alteración (por ej. laboreo), las propiedades del suelo son los determinantes más importantes. La erosionabilidad varía con la textura del suelo, la estabilidad de los agregados, la resistencia al esfuerzo cortante, la capacidad de infiltración y los contenidos minerales y orgánicos (Richter y Negendank, 1977; Evans, 1980).

Efecto de la pendiente: Normalmente, se podría esperar que al aumentar la inclinación y la longitud de la pendiente aumentase la erosión como resultado del incremento de la velocidad y volumen de la escorrentía superficial. Más aún, mientras en una superficie plana las gotas de lluvia salpican las partículas del suelo aleatoriamente en todas direcciones, en un terreno en pendiente más partículas del suelo son salpicadas pendiente abajo que pendiente arriba, aumentando la proporción en función de la inclinación de la pendiente (Zingg, 1940; Musgrave, 1947; Kirby, 1969).

Efecto de la cobertura vegetal: La vegetación actúa como una capa protectora o amortiguadora entre la atmósfera y el suelo. Los componentes aéreos, como hojas y tallos, absorben parte de la energía de las gotas de lluvia, del agua en movimiento y del viento, de modo que su efecto es menor que si actuaran directamente sobre el suelo, mientras que los componentes subterráneos, como los sistemas radiculares, contribuyen a la resistencia mecánica del suelo (Hudson y Jackson, 1959).

La vegetación puede jugar un papel importante en la reducción de la erosión cuando cubre una proporción suficiente de la superficie del suelo. La cubierta forestal es la más efectiva, pero una densa cubierta herbácea puede tener casi la misma eficiencia y se obtiene más rápidamente. La eficacia protectora de los cultivos agrícolas varía según su estado de desarrollo y la cantidad de suelo desnudo expuesto a la erosión. Para una protección adecuada, al menos el 70 % de la superficie del suelo debe estar cubierta (Elwell y Stocking 1976), aunque se puede obtener una protección aceptable con el 40 % del suelo cubierto. Sin embargo, los efectos de la vegetación no son totalmente simples y bajo determinadas condiciones la erosión puede verse potenciada por la

cobertura vegetal. Cuando se usan cubiertas vegetales como elemento básico para controlar la erosión, es fundamental que esas condiciones sean perfectamente conocidas y especificadas.

1.9.2. Escorrentía

El transporte de P disuelto en el agua de escorrentía se inicia por la pérdida de P del suelo, del material de las plantas y de los sedimentos suspendidos. Este proceso ocurre cuando la precipitación interacciona con una capa delgada del suelo superficial (1-5 centímetros) (Sharpley, 1985a). La cantidad de precipitación y la profundidad del suelo implicada son altamente dinámicas debido a las variaciones en intensidad de la precipitación, en tipo de suelo y en cubierta vegetal, haciéndolas difíciles de cuantificar en el campo (Sharpley *et al.*, 2001). La concentración de P en el agua del flujo subsuperficial que se infiltra en el perfil del suelo lixiviado es generalmente pequeña debido a la absorción de P por el subsuelo deficiente en P, a excepción de lo observado en los suelos orgánicos, en los cuales la afinidad y la capacidad de la adsorción de P es baja debido al predominio de superficies negativamente cargadas (Duxbury y Peverly, 1978; Miller, 1979; White y Thomas, 1981).

Otros suelos que suelen presentar escorrentía son los suelos arenosos con baja capacidad de absorción de P, los suelos con abundante cantidad de agua donde el Fe (III) se ha reducido a Fe (II), así como los suelos bien estructurados en los que se produce un flujo preferente a través de los macroporos (Sharpley y Syers, 1979; Bengston *et al.*, 1992; Sims *et al.*, 1998).

En zonas de lluvias irregulares y torrenciales la escorrentía aumenta rápidamente, debido al bajo poder de asimilación del suelo de esa cantidad de agua en poco tiempo. Las lluvias intensas superan pronto el umbral de infiltración y aumenta la escorrentía. A medida que aumenta la intensidad lo hace también la velocidad con la que el agua alcanza el suelo y, por tanto, la fuerza del impacto.

El agua de escorrentía contiene P particulado y P disuelto (Hart *et al.*, 2004). Normalmente en los suelos labrados, el P disuelto constituye sólo una pequeña parte de las pérdidas de P total, mientras que en los suelos bajo pasto o en los suelos agrícolas donde se desarrollan prácticas agrícolas de conservación, el P disuelto constituye una mayor proporción en las pérdidas de P (Sharpley *et al.*, 1996; Cox y Hendricks, 2000; Hart *et al.*, 2004). El coeficiente de escorrentía se define, de forma general, como la relación unitaria entre la cantidad de precipitación que discurre en forma de escorrentía y el total de la caída.

Muchas expresiones empíricas para el cálculo de la escorrentía se basan en el coeficiente de escorrentía, aunque se deben diferenciar dos enfoques según se defina:

- 1) Cómo la relación entre la lluvia efectiva y la escorrentía total, expresando la relación entre el volumen de escorrentía a la salida de una cuenca y la cantidad de lluvia caída en la misma superficie. Su valor varía a lo largo del año en función de las características de la superficie del suelo.

- 2) Cómo la relación entre el caudal máximo y la intensidad máxima, el denominado método racional, utilizado para calcular el caudal de escorrentía máxima de diseño. El coeficiente de escorrentía de Frevert (en Porta *et al.*, 1994) se identifica con este concepto de escorrentía.

Al recurrir a expresiones empíricas para determinar el coeficiente de escorrentía se debe tener presente que esta consideración lleva implícita una simplificación que, para ser suficientemente aproximada, exige trabajar en unas condiciones lo más semejantes posible a las de la cuenca tomada como referencia al deducir la expresión que se utilice. Estos procedimientos de cálculo dejan de considerar factores de importancia sobre los que, por lo general, se posee escasa información y por ello resulta difícil proponer su uso generalizado. Los resultados siempre deberían ser objeto de comprobación.

1.9.2.1. Aproximación empírica de número de curva de escorrentía

El factor de escorrentía se puede determinar con la aproximación empírica de número de curva (USDA-NRCS, 1989). Esta aproximación también se utiliza en varios modelos de simulación de procesos. Los números de curva se estiman para los grupos hidrológicos importantes del suelo basándose en las características físicas del suelo, la vegetación, el uso del suelo y las condiciones de humedad antecedentes, esto es, las existentes en el momento en que se produce la precipitación que provoca escorrentía.

El número de curva de escorrentía (también llamada el Número de curva o simplemente CN) es un parámetro empírico que se emplea en hidrología para predecir la escorrentía directa o la infiltración que se produce por una precipitación excesiva. El método del número de curva fue desarrollado por el USDA, Natural Resources Conservation Service (1986), que anteriormente se llamaba Servicio de Conservación del Suelo o SCS, por lo que el número es todavía conocido popularmente como "número de la curva de escorrentía SCS" en la bibliografía. El número de la curva de escorrentía fue desarrollado a partir de un análisis empírico de la escorrentía en pequeñas cuencas y las parcelas en pendiente supervisadas por el USDA. Se trata de un método ampliamente utilizado y eficiente para determinar la cantidad aproximada de escorrentía directa de un evento de precipitaciones en una zona determinada.

El número de curva de escorrentía se basa en un grupo de suelos del área hidrológica, el uso del suelo, el tratamiento y la condición hidrológica.

La ecuación de escorrentía es:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

donde,

Q es la escorrentía ([L])

P es la precipitación ([L])

S es el potencial máximo de retención de la humedad del suelo después de que comience la escorrentía ([L])

I_a es la abstracción inicial ([L]), o la cantidad de agua antes de la escorrentía, como la infiltración, la lluvia o la interceptación de la vegetación, y $I_a = 0.2S$.

El número de la curva de escorrentía, CN, está relacionado con dicho potencial S

$$S = \frac{1000}{CN} - 10$$

CN presenta un rango de 30 a 100; los números más bajos indican bajo potencial de escorrentía, mientras que un número más elevado indica un aumento del potencial de escorrentía.

El método del número de curva de escorrentía tiene tres niveles de humedad antecedente, dependiendo de la precipitación total en los cinco días previos a la tormenta.

Ajuste del antecedente de la condición de humedad (AMC)

La escorrentía se ve afectada por la humedad del suelo antes de un evento de precipitación o el antecedente de la condición de humedad (AMC). Un número de la curva, según lo calculado anteriormente, también puede ser llamado AMC_{II} , CN_{II} o promedio de la humedad del suelo. Las otras condiciones de humedad son seca, AMC_I o CN_I , y húmeda, AMC_{III} o CN_{III} . El número de la curva se puede ajustar por factores a CN_{II} , de modo que cuando los factores de CN_I son menores que 1 se reduce CN y el potencial de escorrentía, mientras que si el factor CN_{III} es mayor que 1 se incrementa CN y el potencial de escorrentía.

El coeficiente de escorrentía guarda una relación directa con la erosión del suelo, por lo que para reducir la erosión es importante disminuir la cantidad de agua de escorrentía, que es función directa del volumen e intensidad de las lluvias.

1.9.2.2. Coeficiente de escorrentía según Frevert

El cálculo del coeficiente de escorrentía puede determinarse de distintos modos. Según Frevert (en Porta *et al.*, 1994) puede realizarse considerando las siguientes propiedades:

C_p (pendiente), C_t (textura del horizonte superficial), C_v (cubierta vegetal), C_c (prácticas de cultivo).

La expresión propuesta por Frevert es la siguiente:

$$C = 1 - (C_p + C_t + C_v + C_c)$$

El coeficiente de escorrentía guarda una relación inversa con la capacidad de infiltración del suelo y la rugosidad de la superficie. La textura, la estructura y la materia orgánica del suelo son propiedades que influyen en la erosión a través de la permeabilidad. A medida que aumenta la pendiente, la cantidad y la energía del agua de escorrentía son mayores, incrementando la fuerza de erosión. La mayor pendiente puede hacer que el límite entre lluvia erosiva y no erosiva se reduzca. La longitud de la pendiente también guarda una relación directa con la capacidad erosiva.

Tabla 1.6.- *Propiedades y coeficientes del coeficiente de escorrentía de Frevert.*

Textura	Ct	Cubierta vegetal	Cv	Práctica cultivo	Cc
Muy Arenosa	0.50	Forestal denso	0.20	Alomado a nivel	0.20
Franco Arenosa	0.40	Prados y Pastos	0.15	A nivel	0.15
Franca	0.20	Cultivos	0.10	Mal cultivado	0.10
Arcillosa	0.10	Eriales	0.05	Sin cultivar	0.00

Pendiente %	Cp
< 3	0.30
3-5	0.20
6-10	0.15
11-15	0.08
16-20	0.07
21-25	0.05
> 25	0.02

Al incrementarse la cobertura de la vegetación el suelo está más protegido, frenando la escorrentía, ya que:

- 1) Proporciona protección frente al impacto de las gotas de lluvia.
- 2) Mejora la agregación del suelo por la liberación de residuos, aumentando la permeabilidad.
- 3) Facilita la infiltración

Una vez que desaparece la vegetación natural, las prácticas de cultivo pueden aumentar o disminuir la erosión en función del tipo y rotación de cultivos del laboreo del suelo y de las prácticas de conservación que se lleven a cabo.

El agua de escorrentía contiene P particulado y disuelto, por lo que es fundamental conocer qué relación existe entre el coeficiente de escorrentía y las pérdidas de P. Muchos estudios han demostrado correlaciones lineales entre los valores del test de P en el suelo (STP) y

las pérdidas de P disuelto por escorrentía (Pote *et al.*, 1996; Sharpley *et al.*, 1996; Andraski y Bundy, 2003; Allen *et al.*, 2006). El coeficiente de extracción para el P se define como la pendiente de la regresión lineal entre el test de P en el suelo (STP) y el P de escorrentía (Sharpley *et al.*, 1996; Vadas *et al.*, 2005). Se ha indicado que los coeficientes de extracción dependen del tipo del suelo (Sharpley *et al.*, 1996; Zhang *et al.*, 2006), del contenido en arcilla (Cox y Hendricks, 2000), de la capacidad de sorción de P (Sharpley, 1995), del contenido en CaCO_3 (Torbert *et al.*, 2002), de la cantidad de escorrentía (Andraski y Bundy, 2003), del antecedente de humedad del suelo (Pote *et al.*, 1999) o de las diferentes prácticas agrícolas (Andraski *et al.*, 1985; Sharpley *et al.*, 2002). En contraste, basándose en la evaluación de datos a partir de 17 estudios anteriores que abarcan 31 suelos diferentes, Vadas *et al.* (2005) concluyen que los coeficientes de extracción no presentan diferencias estadísticamente significativas para distintos suelos y distintas condiciones hidrológicas y de manejo y sugieren emplear como modelo un solo coeficiente de extracción, cuya magnitud es solamente una función del método aplicado de STP. Esta idea está relacionada con el uso de muchos modelos de P (Sharpley *et al.*, 2002) e índices de P (Sharpley *et al.*, 2003).

1.9.3. Conectividad

Únicamente una fracción del sedimento erosionado alcanza las aguas receptoras, mientras que otra parte es redepositada antes de alcanzar la corriente de agua más cercana (Walling, 1983). La proporción de sedimento erosionado y de escorrentía que alcanza la masa de agua es función de la distancia del suelo a la corriente de agua, de la magnitud de los eventos de escorrentía por precipitación, de las características geológicas (geomorfología) y de la existencia y anchura de las zonas amortiguadoras (actúan como filtros).

El factor de la contribución de la distancia se basa en análisis hidrológicos que implican la probabilidad de los eventos de precipitación de diversas magnitudes (períodos de retorno) que causen escorrentía de una magnitud predeterminada (Gburek *et al.*, 2000).

La contribución de la distancia es un factor que se incluye en todos los índices de P y casi siempre como un valor relativo. En el caso del índice de P en New York (Czymmek *et al.*, 2003), además se consideran una serie de factores adicionales, tales como si el caudal del agua se mantiene constante o es intermitente.

1.9.4. Zonas de amortiguación

Las zonas de amortiguación o zonas tampón, ayudan a proteger la calidad del agua filtrando los contaminantes, los sedimentos y los nutrientes de los derrames y ayudando a controlar las inundaciones, a estabilizar el lecho del río y a controlar su temperatura. La importancia que adquieren las zonas de amortiguación se reflejan de manera clara en los distintos índices de P. Así, aunque la conectividad y las zonas tampón se incluyen como factores relativos,

es decir, se le asignan unos valores en función de unos criterios preestablecidos (Mallarino *et al.*, 2002), el factor de amortiguación, que se denomina “de corrección” (función de la anchura de las franjas o zonas tampón y de la erosión), no se incluye en todos los índices de P, pero en los que se considera aparece multiplicando (Sharpley *et al.*, 2003; Bechmann *et al.*, 2005a; Andersen y Kronvang, 2006), mientras que la conectividad se incluye como un sumando.

La eficacia de las zonas tampón depende de su anchura y de la duración y magnitud de la escorrentía (Kronvang *et al.*, 2005b). Las zonas tampón son más eficientes cuando hay un flujo en capas que cuando hay un flujo en grietas o surcos, porque el flujo canalizado puede evitar los mecanismos de retención del tampón (Sharpley *et al.*, 2006). Por otra parte, las zonas tampón son más eficaces para la reducción de las partículas arenosas del suelo en comparación con las partículas más finas (Schauder y Auerswald, 1992; Kronvang *et al.*, 2005b). Además de zonas tampón, existen otras opciones para reducir la conectividad entre las partículas erosionadas o la escorrentía y las aguas superficiales de recepción (Sharpley *et al.*, 2006) como, por ejemplo, las hierbas en las vías fluviales (Fiener y Auerswald, 2003).

Las zonas ribereñas pueden desempeñar un papel importante en la retención de sedimentos, aunque hay que indicar que, en general, es más alta la retención de sedimentos que la retención de P unido a sedimentos, debido a que la mayoría del P ligado a los sedimentos está mayoritariamente unido a partículas más finas, que son más difíciles de retener (Karssies y Prosser, 1999). Sin embargo, la retención de P puede ser considerable puesto que la vegetación ribereña filtra principalmente los sedimentos por medio de los siguientes mecanismos (Karssies y Prosser, 1999; Mander y Hayakawa, 2005): aumentando la infiltración (es decir, reduciendo el volumen de escorrentía) e incrementando la rugosidad de la superficie (es decir, reduciendo la velocidad de la escorrentía); favoreciendo la pérdida de sedimento (con una eficacia que depende de muchos factores como las características pluviales y la topografía ribereña); protegiendo los márgenes de los cursos de agua y los suelos ribereños de la erosión; filtrando las partículas sólidas; absorbiendo los contaminantes; y reteniendo los nutrientes antes de que lleguen al curso de agua. Hay que indicar que una zona ribereña, en el sentido estricto, comprende sólo la vegetación en un lecho fluvial y a lo largo de las costas de los ríos. Sin embargo, el término se ha utilizado últimamente, y en este caso en concreto, con mayor amplitud para incluir la parte del paisaje adyacente a un curso de agua que ejerce una influencia directa en los márgenes del curso fluvial, del lago, del agua y los ecosistemas acuáticos asociados con ellos (Karssies y Prosser, 1999). En el paisaje los hábitats ribereños son corredores localizados en la interfaz de los ecosistemas terrestre y acuático. Actúan como conductos, filtros o barreras controladores de flujos de agua, sedimentos y nutrientes. El garantizar las funciones ecológicas ribereñas, como el filtrado de los flujos terrestres y subterráneos, la estabilización de los márgenes de los cursos de agua y el control de sus hábitats internos, es una parte importante de la ordenación apropiada de los recursos naturales (Mander y Hayakawa, 2005). Las áreas ribereñas deben conservarse anchas,

naturales, sin modificaciones a lo largo de los ríos. La eficacia de la vegetación ribereña en la captura de sedimentos depende de muchos factores como los ritmos de los flujos entrantes, el tamaño de la partícula de sedimento, los medios hidrológicos y topográficos del área ribereña y la cubierta y el tipo de vegetación (Karssies y Prosser, 1999).

El efecto del tipo de vegetación es controvertido. La hierba puede ser más eficaz que la vegetación leñosa en la disminución de la erosión de los márgenes y la captura de los sedimentos, pero la hierba requiere una ordenación activa porque los procesos de sucesión tienden a favorecer a la vegetación leñosa (Lyons *et al.*, 2000). Los filtros de hierba forman rápidamente sedimentos nuevos, de modo que no son desplazados por la escorrentía siguiente; los filtros de hierba deberían ser perennes, resistentes a la inundación y la sequía, capaces de crecer después de una inundación parcial y no ser invasores de otros ecosistemas (Karssies y Prosser, 1999). A menos que el sotobosque sea denso, los suelos forestales se consideran como el regulador menos eficaz porque los troncos se hallan distanciados y el flujo a menudo se concentra en surcos volviéndose, de tal modo, más erosivo. La cubierta vegetal en descomposición trabaja como una forma de almacenamiento temporal ya que captura los sedimentos, pero éstos son arrastrados por la siguiente escorrentía (Karssies y Prosser, 1999; McKergow *et al.*, 2004). Sin embargo, los árboles y los arbustos pueden proveer otros beneficios a los cursos de agua como la sombra y el control de la temperatura del agua que afecta a la producción primaria y al hábitat interno (Lyons *et al.*, 2000). Los suelos forestales, por tanto, deberían estar rodeados por una franja de hierba para capturar los sedimentos de los campos contiguos. Para la zona sudoriental de los Estados Unidos, Sheridan *et al.*, (1999) recomendaron reguladores forestales ribereños compuestos por tres zonas: una franja de hierba de filtro adyacente a los campos cuya principal función es diseminar la escorrentía de superficie como un flujo laminar; una primera zona forestal donde existe la infiltración y la sedimentación; y una segunda zona forestal para proteger y estabilizar las márgenes de los cursos de agua.

1.9.5. Otros factores de transporte

Otro factor a tener en cuenta en el paso de P del suelo al agua es la **profundidad eficaz** de la interacción entre la escorrentía y el suelo, que es más elevada en la superficie del suelo y declina rápidamente con la profundidad (Sharpley, 1985; Torbert *et al.*, 2002). Algunos estudios realizados con el isótopo ^{32}P (Ahuja *et al.*, 1981) han indicado que la interacción declina exponencialmente y que la profundidad eficaz de la interacción para la escorrentía es sólo de 1 centímetro (aprox.). Sharpley (1985), en estudios donde se produce una simulación de la precipitación, concluye que la profundidad eficaz de la interacción aumenta (de 1.3 a 37.4 mm) con un aumento en la intensidad de la precipitación (de 50 a 160 mm h⁻¹) y con la pendiente del suelo (del 2 % al 20 %). Esta baja profundidad de la interacción se corresponde con las prácticas comunes en los modelos deterministas de P, en los cuales el flujo superficial se simula en función

de la extractabilidad de P en los primeros 5 centímetros del suelo (Sharpley *et al.*, 2002), mientras que para estimar la pérdida de P del suelo se recomienda una profundidad entre 2.5 y 5 cm, pues es importante evaluar la superficie que está en contacto directo con la escorrentía (Sharpley, 2006), a excepción de los suelos donde el flujo lateral es considerable y debe tenerse en cuenta el P en el subsuelo. Para la evaluación y la recomendación rutinaria de la fertilidad del suelo, el test agronómico del suelo que se incluye en los índices de P, se recomienda que las muestras se recojan a la “profundidad de arado”, es decir entre 15 y 20 cm de profundidad, o en las zonas donde se concentran las raíces.

Investigaciones recientes han demostrado que el transporte de P a través del suelo en los canales de **drenaje** o el agua subterránea es más extenso de lo que se pensaba inicialmente (Sims *et al.*, 1998; Simard *et al.*, 2000). A escala de cuenca el flujo subsuperficial a través de los canales drenados es, a menudo, el camino dominante de la pérdida de P (Gelbrecht *et al.*, 2005). La pérdida del fósforo por lixiviación y por drenaje subsuperficial suele ser mayor en los suelos arenosos, debido a su baja capacidad de adsorción de P y a la alta conductividad hidráulica (Heathwaite y Dils, 2000; Leinweber *et al.*, 1999). Además, los suelos limosos y arcillosos presentan macroporos que inducen el transporte de P por flujo preferencial (Stamm *et al.*, 1998; Djodjic *et al.*, 1999). Estos suelos suelen presentar canales verticales, causando un transporte rápido de P lixiviado a las masas próximas de agua (Simard *et al.*, 2000; Djodjic y Bergström, 2005). La **precipitación anual** también se considera un factor de transporte en algunos índices de P, como es el caso del índice de P de Noruega (Bechmann *et al.*, 2005a) o de Arkansas (DeLaune *et al.*, 2004 a,b).

1.10. Evolución de los índices de P

La premisa básica de los índices de P es que el riesgo de pérdida de P desde suelos agrícolas a las aguas circundantes se puede cuantificar por una combinación simple de varios factores relacionados con las características de la fuente y del transporte de P. En el índice de P original (Lemunyon y Gilbert, 1993), los factores se sumaban para calcular el índice de P final. Por lo tanto, las interacciones entre diversos factores (los factores de fuente y de transporte) no se tenían en cuenta adecuadamente y todos eran equivalentes, a excepción de los distintos “pesos” que se le atribuía a cada factor. A medida que se incrementa la complejidad de los índices de P, los componentes se agrupan en factores de fuente y factores de transporte y el cálculo del índice final se obtiene multiplicando ambos (Sharpley *et al.*, 2003). Esto implica una mayor eficacia en el cálculo, al reflejar la influencia del componente de fuente con respecto al componente de transporte, representando conceptualmente las “áreas de fuente críticas” (CSA) (Gburek *et al.*, 2000), que se identifican con las áreas susceptibles de exportar altas cantidades de P por los elevados valores que presenta el componente de la fuente y por los elevados valores de transporte potencial. La dinámica espacial y temporal de las CSAs, que controlan la pérdida de P, reflejan la

coincidencia de los factores de fuente y de transporte. Muchos estudios avalan la importancia de las CSAs para definir el riesgo de pérdidas de P (Pionke *et al.*, 1997; Schoumans y Breeuwsma, 1997; Heathwaite *et al.*, 2000).

Una segunda modificación importante que se observa a medida que se produce una evolución en los índices de P con respecto al índice de P original, es el hecho de tener en cuenta la conexión entre el suelo y las aguas receptoras (conectividad). La pérdida de fósforo desde suelos agrícolas a las aguas depende de la distancia y de la geomorfología entre el suelo y la masa de agua, así como de las características de los episodios de precipitación, las características hidráulicas de la cuenca, la humedad del suelo antes de la precipitación y de la existencia, tipo y anchura de las zonas tampón. El "factor de contribución de la distancia", usado en muchos índices de P, es una medida de la probabilidad de que un suelo a una distancia concreta de la masa de agua contribuya a la pérdida de P. El tipo y la anchura de las zonas ribereñas se incluyen en muchos índices de P, donde se les considera como un "factor que modifica la conectividad".

Una tercera variación que se ha adoptado en muchos índices de P es el incluir el drenaje subsuperficial. Estas tres modificaciones (agrupación en factores de fuente y factores de transporte, conectividad, drenaje subsuperficial) se reflejan en la mayoría de los índices más recientes de P (Sharpley *et al.*, 2003). También aparecen otros factores en algunos índices como el grado de saturación de P (DPS) (PI Québec IROWC-P, Bolinder *et al.*, 1998; PI sueco, Djodjic y Bergström, 2005), ubicación de las aguas receptoras (PI Maryland, Coale, 2005), la proporción de enriquecimiento de P (función de la textura del suelo y del P-Al; PI sueco, Djodjic y Bergström, 2005), frecuencia de inundaciones (PI Arkansas, DeLaune *et al.*, 2004 a y b; PI Nueva York, Czymmek *et al.*, 2003; el PI noruego, Bechmann *et al.*, 2005a), distancia entre los canales de drenaje (PI Quebec, Bolinder *et al.*, 1998), escorrentía provocada al fundirse el hielo (PI Minnesota, Moncrief *et al.*, 2006), precipitación anual (PI noruego, Bechmann *et al.*, 2005a), formas de P en el suelo (P reactivo y P no reactivo, PI sueco, Djodjic y Bergström, 2005). En la Tabla 1.7 se muestran los factores de fuente y los factores de transporte que se incluyen en la mayoría de los índices de P. La estructura básica de los índices de P puede ser de tres tipos:

1. Método aditivo [PI (Lemunyon y Gilbert, 1993)], donde los factores (multiplicados por un factor de peso) se suman para dar lugar al PI final.
2. Método multiplicativo [PI (Beegle *et al.*, 2006)] donde el PI es calculado multiplicando el factor fuente por el factor transporte (que se normaliza generalmente a los valores entre 0 y 1).
3. Método aditivo-multiplicativo [PI (Mallarino *et al.*, 2002)] donde se suman tres componentes separados de pérdida de P (generalmente erosión, escorrentía y drenaje subsuperficial).

El método aditivo se emplea en muchas zonas de los EE.UU (Alabama, Colorado, Ohio, Washington...).

Tabla 1.7. Factores que afectan a las pérdidas de P desde suelos agrícolas (Buzco y Kuchenbuch, 2007).

<i>Factor</i>	<i>Importancia</i>	<i>Incorporación en PI</i>
1. Factores de fuente		
Test P del suelo (STP)	[P disuelto] en escorrentía está relacionado con STP: P total relacionado con STP (P en material erosionado)	Componente esencial en los índices de P; STP utilizado en métodos agronómicos
Tasa de aplicación de abonos orgánicos	Pérdidas directas de compuestos de P solubles; incremento de los niveles de P en el suelo; abonos tienen la relación N:P más baja que las necesidades de los cultivos	Componente esencial en los índices de P
Método de aplicación de abonos orgánicos	Gran influencia en pérdidas directas (superficie de emisión>arado>inyección)	Componente esencial en los índices de P (relacionado con la sincronización)
Sincronización de la aplicación de abonos orgánicos	Gran influencia en pérdidas directas (cuanto más pronto llueva tras la aplicación, mayor es el riesgo de pérdidas de P)	Componente esencial en los índices de P (relacionado con el método)
Sincronización de la aplicación de fertilizantes minerales	Similar a los abonos	Componente esencial en los índices de P
Grado de saturación P (DPS)	Algunos estudios indican que el índice DPS está mejor relacionado con el P disuelto en escorrentía que el STP	En algunos índices de P
P en los residuos de las plantas	Lixiviación de P de los residuos de las plantas inducido por los ciclos de congelación-fusión	En pocos índices de P Noruega
2. Factores de transporte		
Erosión hídrica	Pérdidas de P total (especialmente P particulado) fuertemente relacionadas con la erosión	Componente esencial en los índices de P
Erosión del viento	Análogo a la erosión hídrica, pero desarrollo de vías muy difíciles de predecir	Considerado sólo en muy pocos índices de P
Escorrentía superficial	Transporte de P disuelto	Componente esencial en los índices de P
Escorrentía de riego	Inadecuada gestión del riego puede provocar la escorrentía y la erosión	Componente en algunos índices de P
Flujo subsuperficial	Importante en suelos arenosos y macroporosos; mayor por los canales de las tuberías	Componente en los índices de P más recientes
Contribución de la distancia	Cuanto más cerca esté un suelo agrícola del agua receptora, mayor riesgo de pérdidas de P	Componente esencial en la mayoría de los índices de P
Amortiguación en zonas ribereñas	Cuanto mayor sea el ancho de amortiguación, más eficaz el filtrado de P particulado	Componente P en la mayoría de los índices, a menudo como "conectividad modificada"
Sensibilidad de las aguas receptoras	Las aguas superficiales reaccionan de manera diferente a la entrada de P	Considerado sólo en muy pocos índices de P

2.- JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

2. Justificación y objetivos

2.1. Justificación

La normativa sobre gestión y calidad de las aguas ha sido establecida en diferentes directivas aplicables en el ámbito de la Unión Europea. Entre ellas, hay que destacar la Directiva Marco del Agua (UE, 2000) que exige alcanzar el “buen estado ecológico” (solución de compromiso de los países miembros, ya que en su redacción inicial esta Directiva indicaba la obligatoriedad de alcanzar el “estado prístino”) de todas las aguas de la Unión Europea en el año 2015 (Ulén y Kalisky, 2005). Dado que un buen estado ecológico significa ausencia de procesos de eutrofización en las masas de agua, para prevenir la eutrofización de las aguas continentales y permitir la cría y explotación de especies piscícolas de interés económico, se recomienda que las aguas no superen los niveles de concentración en P de 0.07 mg L^{-1} de P (si se piensa en la cría de salmónidos) y de 0.13 mg L^{-1} de P (si se piensa en la cría de ciprínidos). Por su parte, la legislación española para cumplir los requisitos ecológicos de ciertos umbrales exigidos por la Directiva 75/440/CEE (UE, 1975) ha impuesto ciertos umbrales de concentración de fósforo total según el tipo de agua y su uso. Para aguas de tipo A1 y usos muy exigentes (protección de salmónidos, baños, riego general, etc.) se exige un límite admisible de concentración de P de 0.06 mg L^{-1} . Sin embargo, para los demás usos de aguas de tipo A1, el límite para la concentración de P es de 0.17 mg L^{-1} . En el caso de las aguas de tipo A2 y A3, para todos los usos de dichas aguas, el límite exigido de concentración de P es de 0.3 mg L^{-1} . No obstante, fuera de Europa, como por ejemplo en Quebec (Canadá) y en algunos estados de USA, se considera una concentración de 0.03 mg L^{-1} de fósforo total como umbral de calidad de aguas superficiales. Este valor se acerca más al umbral de la eutrofización (tomado en 0.02 mg L^{-1}) y, por lo tanto, la calidad de las aguas estaría más protegida en dichos casos.

La mayor parte del fósforo que circula por los cursos de agua tiene su origen en los terrenos agrícolas. Por un lado, como consecuencia del enriquecimiento en fósforo de los horizontes superficiales de estos terrenos debido a las prácticas de abonado. De esta manera se podría garantizar un crecimiento óptimo de las cosechas, para las cuales el fósforo es un nutriente esencial escaso en el suelo. Desgraciadamente, las prácticas de sobre-fertilización han generado en muchos lugares de Europa suelos tan ricos en fósforo que este elemento en vez de tener inclinación a fijarse sobre las superficies coloidales del suelo prefiere salir del mismo, al estar retenido con escasa fuerza, y pasar a las aguas circulantes. Por otro lado, la mayor parte del año los suelos agrícolas se encuentran desnudos, sin cubierta vegetal que los proteja, por lo que son muy proclives a ser erosionados, de manera que sus primeros mm de espesor, en donde se acumulan partículas fuertemente enriquecidas por el fósforo procedentes de los abonos, pueden pasar a las aguas circulantes siendo una extraordinaria fuente de P para los organismos acuáticos. Fósforo soluble y fósforo particulado son los dos componentes del fósforo total transportado por una corriente de agua. Factor fuente (fertilización del suelo) y factor transporte (eventos

climáticos que ocasionan procesos erosivos) son los responsables de que el fósforo en ecosistemas terrestres pase a ser un componente de los ecosistemas acuáticos.

2.2. Objetivos

A partir de lo indicado anteriormente está claro que hay que considerar que las tareas agrícolas realizadas de manera no correcta son uno de los orígenes de los problemas de eutrofización de las aguas, y que la aplicación de estrategias de buenas prácticas agrarias siempre debería redundar en la calidad medioambiental de las aguas circulantes. Ello lleva a la necesidad de plantearse en que medida las distintas actividades realizadas dentro de una cuenca agrícola influirán sobre la calidad de las aguas. La Unión Europea (UE, 2000) considera que el seguimiento global de la calidad de las aguas tiene que ser estudiado en cuencas agrícolas de pequeño tamaño, para así poder dictaminar correctamente cuales son las principales prácticas agrarias que inducen la contaminación difusa de las aguas superficiales.

La tesis que se desarrolla participa de estas preocupaciones a lo largo de todo su desarrollo ya que los objetivos de la misma son:

- a) Estudiar en los suelos alrededor de dos grandes masas de agua estancada (embalses de Fervenza y de Portodemouros) como los diferentes usos del suelo influyen en diversos parámetros relacionados con la dinámica del P en el suelo, caracterizando a lo largo de un año el factor cantidad de fósforo, intensidad de fósforo y poder tampón de fósforo. De esa manera se pretende conocer la variabilidad espacial y estacional de los componentes que determinan el factor fuente, uno de los factores necesarios para determinar el riesgo de pérdida de P por el suelo.
- b) Realizar en una pequeña cuenca agrícola que drena al embalse de Fervenza un estudio pormenorizado de las formas de P en el suelo, en el agua que se mueve por la cuenca y en los sedimentos presentes en el cauce de la misma. De esta manera se tendrá la información básica necesaria para poder formular un índice de pérdidas de P que permita predecir la importancia de dichas pérdidas en zonas geográficas similares.

3.- MATERIALES

En la Figura 3.2 se representan los límites de las cuencas del río Xallas, que drena en el embalse de Fervenza, y la cuenca del río Ulla, que drena en el embalse de Portodemouros.

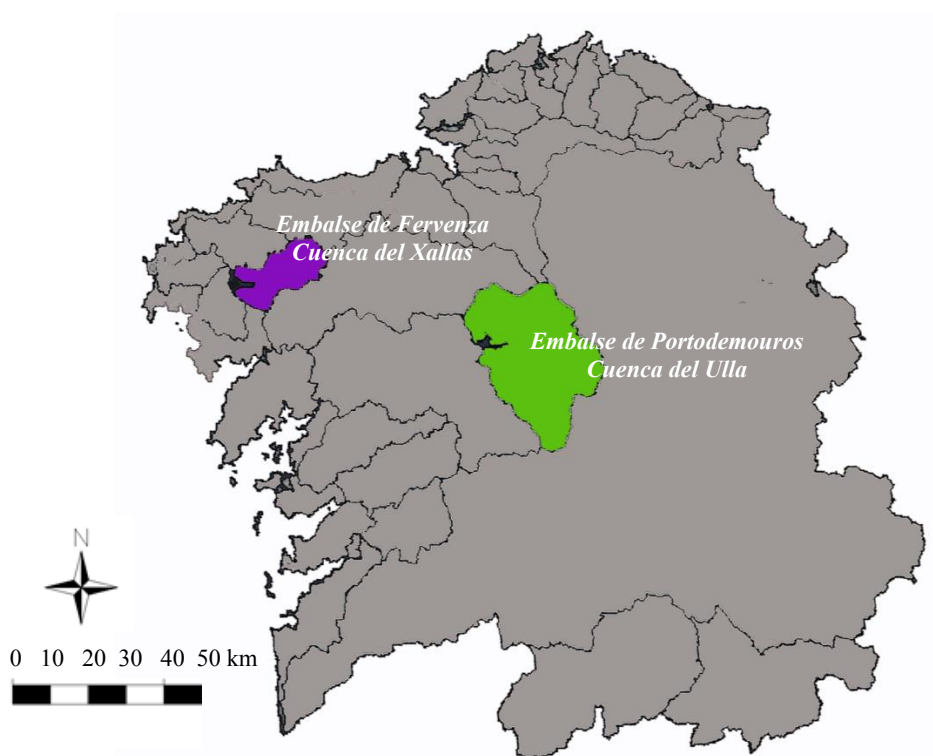


Figura 3.2.- Límites de las cuencas objeto de estudio.

3.1. Área de Fervenza

3.1.1. Embalse

El embalse de Fervenza se encuentra en la cuenca del río Xallas, entre los municipios de Mazaricos, Dumbria y Zas de la provincia da Coruña. El embalse presenta un área de 12.5 km², con una profundidad máxima de 20 m y un volumen de 104x10⁶ m³.

La zona que rodea al embalse tiene una extensión de 312.8 km² y soporta una precipitación de 1842 mm/año (Díaz Fierros, 1971). Dicha área presenta una densidad de población de 51 hab/km², siendo la densidad de la cabaña ganadera de 61 unidades/km².

3.1.2. Geología del área alrededor del embalse

Según la información proporcionada por el IGME, en las proximidades del embalse predominan rocas del complejo de Noya y rocas del grupo de Laxe. Dentro de las rocas del complejo de Noya se encuentran:

Gneises félsicos. Son rocas metamórficas con fuerte estructura planar blastomilonítica. Existen dos tipos: biotítico-horbléndico y moscovítico-biotítico sin anfíbol primario. Desde el

punto de vista mineralógico son rocas muy feldespáticas y muestran granate abundante como fase relictas. En las grietas, el granate pasa a una biotita verdosa cloritizada. Son muy abundantes los accesorios refractarios ricos en elementos radioactivos (circon, allanita y rutilo).

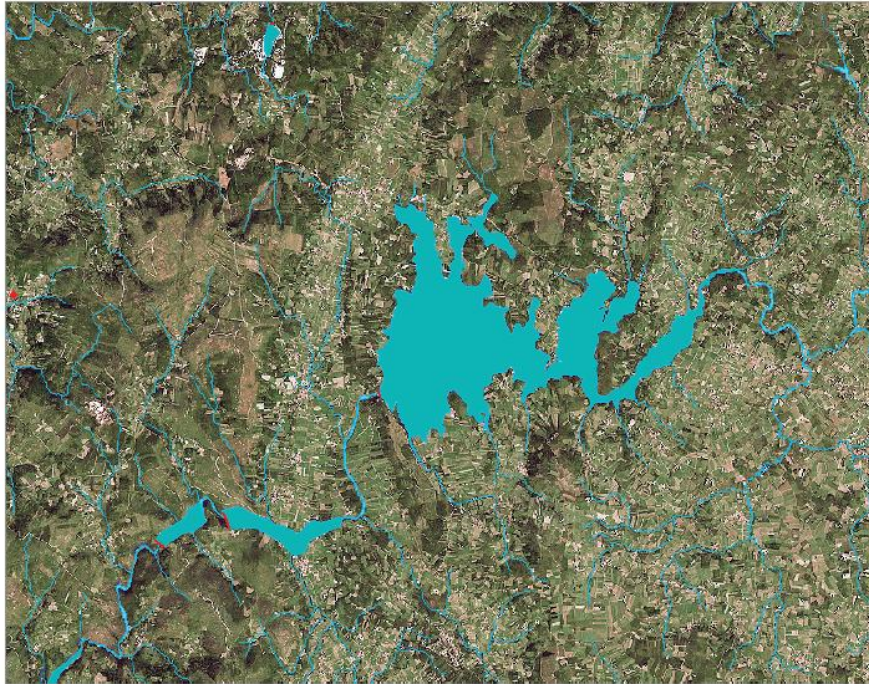


Figura 3.3.- Ortofoto de los alrededores del embalse de Fervenza.

Retroeclogitas. Estas rocas metamórficas se corresponden con anfibolitas granatíferas, con anfíbol, granate, clinopiroxeno y plagioclasa como minerales principales. El clinopiroxeno es de tendencia verdosa y tiene inclusiones diminutas de opacos que lo anubarran. El granate está sub-redondeado, es muy abundante. El anfíbol es verdoso, tipo hornblenda y se sitúa en porfiroblastos redondeados y sustituyendo al clinopiroxeno. Hay, como minerales accesorios, cuarzo, opacos, esfena, biotita, carbonatos, mica blanca, zoisita y rutilo.

Ortogneis biotítico. Estas rocas metamórficas tienen esquistosidad marcada y una lineación de estiramiento desarrollada. Inicialmente fueron rocas de origen ígneo e intrusivas dentro de los metasedimentos del complejo. La biotita es el único ferromagnesiano presente y la principal mica. Los cuatro minerales principales son cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. Los accesorios siempre presentes son opacos y circón. Esporádicamente aparecen allanita, granate (raro), moscovita, apatito, esfena, fluorita, epidota, óxidos de hierro y rutilo (muy escaso). El cuarzo se presenta como un mosaico de grano fino con fuerte recrystalización, o elongado con extinción ondulante y bordes irregulares tipo mortero.

La microclina está muy maclada en enrejado y muy fresca. Forma cristales subidiomorfos bien individualizados, integrando la textura en mosaico granoblástico típico de estas rocas. La plagioclasa está muy poco maclada y es de composición ácida.

Hay algunas mirmequitas y se alteran poco a sericita. Igual que la microclina, puede presentarse en porfidoblastos con inclusiones de opacos, micas y apatito. La biotita es marrón oscura rojiza o pardo negruzca (lepidomelana) con pleocroismo externo, muy típico de estas rocas. Es el mineral que marca la orientación aunque no lleguen a desarrollarse planos lepidoblásticos continuos. Se transforma a clorita.

Las texturas generales son blastomiloníticas de grano fino a medio, algo metaporfídicas.

Ortogneis con anfíbol. También estas rocas metamórficas tienen marcada esquistosidad de primera fase hercínica y una lineación de estiramiento casi siempre visible. Sus estructuras son similares a las de los ortogneis biotíticos. Son rocas de origen ígneo y de naturaleza alcalina y peralcalina que intruyen en los metasedimentos del complejo. Pueden ser algo más modernos que los biotíticos. Sólo están presentes los que contienen hastingsita. Principalmente tiene los minerales: cuarzo, microclina, plagioclasa, anfíbol, biotita. Algunas facies son sólo cuarzo-feldespáticas quedando restringido, tanto el anfíbol como la biotita, a cantidades muy accesorias. La biotita siempre está presente, aunque a veces como accesorio.

También hay como accesorios esfena, opacos, circón, granate, fluorita, allanita, epidota y óxidos de hierro. La microclina es pertítica y con buena macla en enrejado. El anfíbol es verdoso algo azulado del tipo hastingsita. Su hábito frecuente son pequeños prismas subidiomorfos. Se transforma a micas y opacos. La plagioclasa es de tipo albita poco maclada, con inclusiones de micas-anfíbol. La biotita posee pleocroismo externo en tonos marrones oscuros anaranjados. La esfena es granular de pequeño tamaño y muy abundante. Las texturas son blastomiloníticas y alguna metaporfídica con fenoblastos de feldespato. La matriz es granoblástica y en algunos se desarrolla orientación de fractura.

En cuanto a las rocas del grupo de Laxe, las presentes en el área de estudio son:

Esquistos con algunos niveles de cuarcita. Estas series de esquistos presentan un metamorfismo regional progresivo que abarca desde el grado medio (andalucita-sillmanita) hasta un grado alto (sillimanita-feldespato potásico).

En la zona de grado medio con andalucita, la paragénesis más frecuentemente encontrada, dentro de los tipos metapelíticos, está formada por cuarzo, plagioclasa-moscovita, biotita-andalucita-granate.

Aparecen como accesorios: apatito, circón, leucóxeno, xenotima, turmalina y opacos. Presentan texturas lepidoblásticas en ocasiones deformadas y de tipo cataclástico.

3.1.3. Suelos y usos del suelo

Los suelos de la zona son claramente diferentes en las zonas de ladera de las de la penillanura. En la zona de ladera dominan Litosoles y Cambisoles mientras que en la penillanura, y sobre todo en las muchas zonas donde surgen fuentes de agua, dominan suelos de carácter gleico, encontrándose en ellos la capa de agua próxima a la superficie durante la mayor parte del año. Son suelos cuyo horizonte superficial presenta contenidos elevados en materia orgánica y que en toda su profundidad muestran claramente rasgos hidromórficos: colores grises y azulados, abigarramientos e incluso, en ocasiones, ligero olor a sulfhídrico.

En lo referido a los usos del suelo de esta zona, los cultivos suponen alrededor del 20 %, los suelos dedicados a prado alrededor del 16 % y las áreas repobladas (fundamentalmente con pinos y eucaliptos) alrededor del 30 %. Por otra parte, las áreas que soportan vegetación natural (robledales) suponen alrededor del 25 % y las zonas húmedas con vegetación de prados higrófitos alrededor del 9 %.

3.1.4. Ubicación de los puntos de muestreo

Se tomaron muestras en 20 puntos de la zona (Figura 3.4), de los cuales 7 son suelos forestales, 4 se corresponden con prados naturales y 9 son prados fertilizados. La información de cada uno de los puntos de muestreo se presenta en la Tabla 3.1.

Se tomaron muestras de los suelos para su análisis, con una periodicidad casi mensual, entre noviembre del año 2000 y noviembre del 2001. Las fechas de recogida de muestras y la clave asignada a cada uno de los muestreos se presentan a continuación:

Nº muestreo	Fecha
1	16/11/00
2	15/12/00
3	31/01/01
4	22/02/01
5	27/03/01
6	20/04/01
7	23/05/01
8	19/06/01
9	26/07/01
10	24/09/01
11	06/11/01
12	30/11/01

3.2. Área Portodemouros

3.2.1. Embalse

El estudio se realizó en el entorno del embalse de Portodemouros, en el río Ulla, cuya cuenca es de 1.174,4 km².

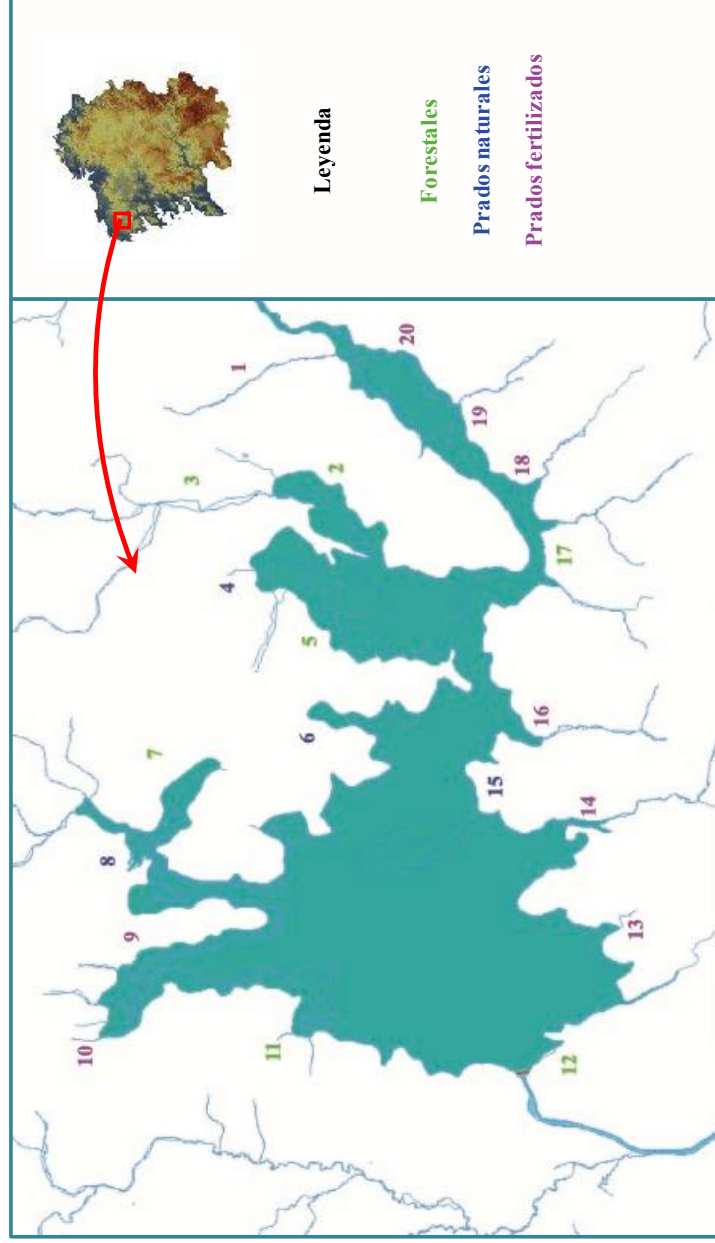


Figura 3.4.- Mapa con la ubicación de los puntos de muestreo de los alrededores del embalse de Fervenza.

Tabla 3.1.- Características de los puntos de muestreo en los suelos de los alrededores del embalse de Fervenza.

Muestra	Altitud (m)	Orientación	Geología	Uso del suelo	Localidad
1	310	sur	esquistos con cuarcita	prado fertilizado	Medado
2	305	llano	esquistos con cuarcita	forestal	Cotón
3	340	oeste	esquistos con cuarcita	forestal	A Furoca
4	330	llano	esquistos con cuarcita	prado natural	Muíño
5	325	este	gneises félsicos	forestal	Monte Mayor
6	295	llano	gneises félsicos	prado natural	Currais
7	310	sur	ortogneis con anfíbol	forestal	Canle do Marco
8	305	sur	gneises félsicos	prado natural	Prado da Niña
9	295	llano	ortogneis biotítico	prado fertilizado	Orbellido
10	310	llano	gneises félsicos	prado fertilizado	As Cabazas
11	325	llano	gneises félsicos	forestal	A Gándara
12	310	nordeste	ortogneis con anfíbol	forestal	Couquiño
13	310	llano	gneises félsicos	prado fertilizado	Pazos
14	340	oeste	gneises félsicos	prado fertilizado	Abeleiras
15	310	llano	gneises félsicos	prado natural	Niñan
16	325	sur	gneises félsicos	prado fertilizado	Estivada Vella
17	320	noroeste	esquistos con cuarcita	forestal	Agrís
18	310	llano	esquistos con cuarcita	prado fertilizado	Espigas
19	320	llano	esquistos con cuarcita	prado fertilizado	O Valiño
20	325	llano	esquistos con cuarcita	prado fertilizado	Cumbrans

El perímetro del embalse abarca entre otros, los municipios de Arzúa, Santiso, A Golada y Vila de Cruces. El embalse sirve de frontera natural entre las provincias da Coruña y Pontevedra, al igual que gran parte del río Ulla. Se trata de un embalse de 12 km² con una profundidad máxima de 50 m, cuyo volumen puede alcanzar los 297 x 10⁶ m³.

En la zona que rodea el embalse, la ocupación humana se encuentra de forma diseminada, sin ninguna aglomeración urbana, lo que da una densidad de población bastante baja (38 hab./km²).

El relieve es variado, con valles relativamente profundos, drenados por riachuelos y arroyos que van a verter al río Ulla. El pantano, alimentado por los ríos Ulla, Iso y Arnego, configura un paisaje de gran belleza y contraste. El material geológico preponderante son esquistos y gneiss que dan lugar a suelos fundamentalmente de tipo Litosol y Cambisol.

El clima general en el área se corresponde al tipo templado y oceánico húmedo, con precipitaciones próximas a los 1.500 mm/año. Igual que en todo el valle del Ulla, las lluvias se concentran en los meses de otoño e invierno. La temperatura media es de 12.1 °C, aunque en diciembre se pueden llegar a alcanzar mínimas entre 2-3 °C, y la media de las máximas de julio no sube de los 16.1 °C (Díaz Fierros, 1971).



Figura 3.5.- Ortofoto de los alrededores del embalse de Portodemouros.

3.2.2. Geología del área alrededor del embalse

La mayor parte de los alrededores del embalse se encuentra sobre rocas del **Complejo de Órdenes**. Se trata de esquistos y esquistos cuarcíticos, con algún nivel más arenoso y esporádicos

lentejones decimétricos de esquistos o gneises anfibólicos. Se trata de una serie bastante homogénea desde el punto de vista petrológico, lo que ha impedido la diferenciación de tramos dentro de ella. Morfológicamente, la serie de Órdenes configura una penillanura de entre 400-500 m sobre el nivel del mar, con desarrollo de potentes suelos en la que se excava la red hidrográfica actual. La variedad petrológica más frecuente son los esquistos arenosos con textura lepidoblástica y que tienen como minerales principales: cuarzo, plagioclasas, moscovita y, ocasionalmente, biotita; como minerales accesorios se encuentran apatito, circón y clorita (de alteración de la biotita). Las rocas de estas zonas proceden del metamorfismo regional de sedimentos detríticos areniscosos, intercalándose puntualmente gneises anfibólicos en pequeños lentejones. Estos gneises son rocas de textura nematoblástica y, ocasionalmente, lepidoblástica; los minerales principales que presentan son anfíbol monoclinico y plagioclasa y, como minerales accesorios, epidota, esfena y opacos.

Otro material geológico frecuente en la zona de estudio es la roca metamórfica denominada **Ortogneis de Sobrado**, que se presenta bajo dos facies: de borde y central o pegmatoides. A la vez se modela una pequeña penillanura con cotas entre los 700-800 metros, donde se encaja la red hidrográfica actual. Las facies de borde definen relieves más deprimidos con desarrollo de potentes suelos, los cuales dan asiento a una densa comunidad agrícola. Del estudio del Ortogneis se deduce su procedencia de una roca granítica con cuarzo, plagioclasas y biotitas como minerales más abundantes.

Otros materiales presentes son las **rocas del complejo de Melide**. Se engloban dentro de este complejo una serie de rocas metabásicas, básicas, tipo peridotita y anfibolita con algunos metasedimentos de muy limitada superficie de afloramiento. Morfológicamente las peridotitas dan lugar a zonas de relieve acusado y, aunque la roca esté serpentinizada, produce suelos de escasa potencia. Las anfibolitas tienen una gran variedad litológica, aunque se puede hablar de dos tipos básicos: anfibolitas en copos y anfibolitas granatíferas. Las anfibolitas en copos son rocas metabásicas en las que los anfíboles aparecen como cristales tubulares en capas, mientras que las anfibolitas granatíferas se caracterizan por la presencia de granates y clinopiroxenos. Las rocas ultrabásicas serpentinizadas están formadas por olivino y piroxeno.

3.2.3. *Suelos y usos del suelo*

La distribución del espacio en función de su uso agrícola es la siguiente: cultivos 18 %, prados 22 %, bosques repoblados 18 %, espacios naturales 35 % y humedales 7 %. La mayor parte de la población se dedica a la agricultura y a la ganadería. Ésta, sobre todo, ha experimentado un auge importante en los últimos tiempos, observándose un aumento del porcentaje de prados y pastizales. El ganado porcino ocupa el primer lugar en número de cabezas, seguido del bovino. También tiene importancia la producción maderera, dado el elevado porcentaje de suelo dedicado a repoblación forestal.

3.2.4. Ubicación de los puntos de muestreo

En los alrededores del embalse se seleccionaron 20 puntos (Figura 3.6) para su análisis periódico, de los que 11 son suelos de prado, 6 son suelos forestales y 3 de cultivo. La información de cada uno de los puntos de muestreo se presenta en la Tabla 3.2.

Los puntos de muestreo y el itinerario a seguir se planificaron a partir de la información de carreteras y viales observados en el mapa cartográfico del Instituto Geográfico Nacional de la zona (1: 25000). Los suelos se muestrearon con una periodicidad casi mensual entre diciembre del año 2000 y diciembre del 2001. Las fechas de recogida de muestras y la clave asignada a cada muestreo se presentan a continuación:

Nº muestreo	Fecha
1	13/12/00
2	10/01/01
3	12/02/01
4	24/03/01
5	06/04/01
6	09/05/01
7	06/06/01
8	04/07/01
9	07/09/01
10	09/10/01
11	20/11/01
12	27/12/01

3.3. Cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas

3.3.1. Situación

La necesidad de adoptar estrategias para minimizar las pérdidas de nutrientes en terrenos agrícolas se ha visto incrementada de forma importante como consecuencia de la contaminación difusa. Las medidas a tomar deben basarse en estudios de la evolución de cada nutriente en el suelo y en las aguas, así como en los mecanismos de transporte y en el efecto de las diferentes prácticas agrícolas, lo que conlleva a realizar estudios más detallados en áreas más pequeñas y que incluyan la determinación de suelos y aguas.

Para ello se ha escogido una cuenca incluida en el área de Fervenza, representativa de la zona de estudio. La cuenca se sitúa próxima al embalse de Fervenza y abarca la superficie drenada por los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas, afluentes del río Xallas. La cuenca tiene una extensión de 504 km² y se divide en tres áreas hidrográficamente diferentes (Figura 3.7).

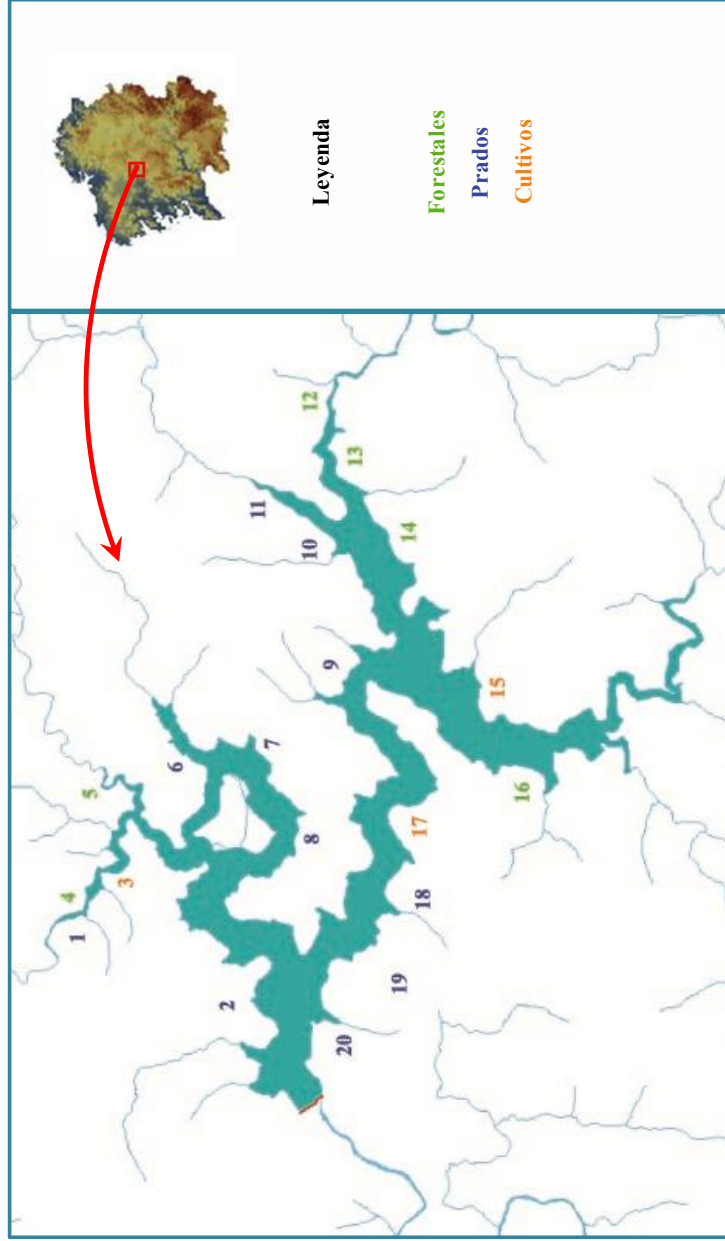


Figura 3.6.- Mapa en el que se indica la ubicación de los puntos de muestreo de los alrededores del embalse de Portodemouros.

Tabla 3.2.- Características de los puntos de muestreo de los suelos de los alrededores del embalse de Portodemouros.

Muestra	Altitud (m)	Orientación	Geología	Uso del suelo	Localidad
1	300	sur-este	esquistos de Órdenes	prado	Brandeso
2	315	sureste	esquistos de Órdenes	prado	O Souto
3	350	sureste	esquistos de Órdenes	cultivo	Picas
4	310	suroeste	esquistos de Órdenes	forestal	Fontelas
5	290	suroeste	esquistos de Órdenes	forestal	O Batán
6	285	suroeste	esquistos de Órdenes	prado	A Graña
7	285	noroeste	esquistos de Órdenes	prado	Ximonde
8	295	norte	esquistos de Órdenes	prado	Beigondo
9	285	suroeste	esquistos de Órdenes	prado	Calvos
10	315	sureste	esquistos de Órdenes	prado	Gosende
11	280	sureste	esquistos de Órdenes	prado	Ribadulla
12	300	suroeste	ortogneis	forestal	As Vreas
13	285	noroeste	rocas metabásicas serpentinizadas	forestal	Agra
14	285	noroeste	rocas metabásicas serpentinizadas	forestal	Agra
15	295	norte	esquistos de Órdenes	cultivo	Brocos
16	300	noreste	ortogneis	forestal	O Campo
17	365	noreste	esquistos de Órdenes	cultivo	Cortegada
18	290	noreste	esquistos de Órdenes	prado	Reboreda
19	360	noreste	esquistos de Órdenes	prado	Xordado
20	295	este	esquistos de Órdenes	prado	Arxe

Atendiendo a este criterio se fijan las zonas siguientes:

- **Zona A** es la correspondiente al área localizada tras la confluencia de los ríos Rego de Abellas y Fonte Espiño (Arroyo Parte Carreiro), donde predominan los suelos forestales y los prados naturales.

- **Zona B**, se corresponde con la subcuenca del río Rego de Abellas, en la que predominan suelos forestales y prados naturales.

- **Zona C**, área alrededor de Fonte Espiño presenta suelos de prado (tanto naturales como fertilizados) y suelos forestales, siendo los primeros los más abundantes y mayoritariamente presentes a lo largo del río Fonte Espiño.

Hay que indicar que los núcleos rurales se sitúan mayoritariamente entre los dos ríos y al margen derecho de Fonte Espiño.

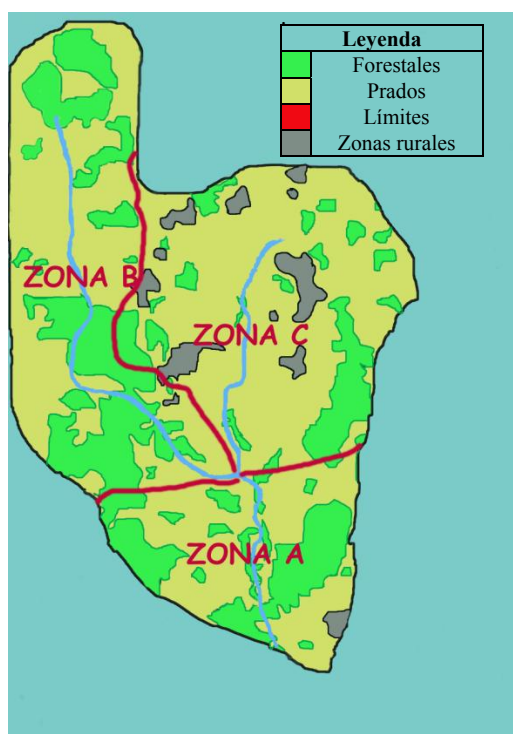


Figura 3.7.- Límites de las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas

3.3.2. Geología del área de la cuenca

Similar a la indicada en los alrededores del embalse de Fervenza.



Figura 3.8.- Ortofoto de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

3.3.3. Suelos y usos del suelo

La distribución del espacio en función de su uso agrícola es la siguiente: en la zona A (tras la confluencia de los ríos) el 36 % de los suelos son forestales y el 64 % son prados naturales; en la zona B (Rego de Abellas) el 28 % son suelos forestales, el 45 % son prados naturales y el 27 % son prados fertilizados; en la zona C (Fonte Espiño) el 11 % de los suelos son forestales, el 16 % son prados naturales y el 66 % son prados fertilizados. Cabe destacar que en la zona C un 7 % de la superficie total se corresponde con pequeñas áreas rurales pobladas.

3.3.4. Ubicación de los puntos de muestreo

El estudio abarca tanto la cuantificación del P en los suelos como en las aguas y en los sedimentos.

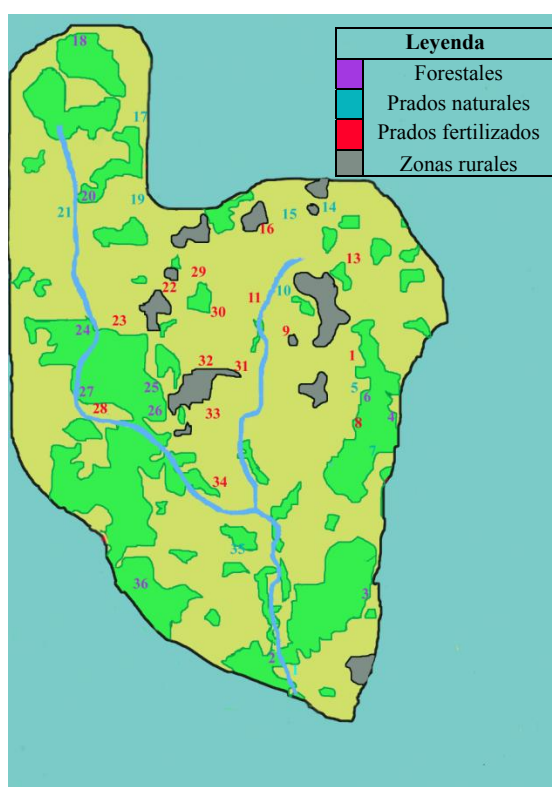


Figura 3.9.- Mapa de la ubicación de los puntos de muestreo de los suelos de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

En la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas se seleccionan 36 puntos (Figura 3.9) para el análisis de suelos, de los que 11 son suelos forestales, 10 son prados naturales y 15 son prados fertilizados. La información de cada uno de los puntos de muestreo se presenta en la Tabla 3.3. Los suelos se muestrearon con una periodicidad quincenal desde el mes de marzo al mes de octubre de 2002. El período de estudio se centró en estos meses porque es la época del crecimiento de la cosecha y es cuando se producen las adiciones más intensas de fertilizantes y de purines al suelo.

Las fechas de recogida de muestras y la clave asignada a cada muestreo se presentan a continuación:

Nº muestreo	Fecha
1	14/03/02
2	28/03/02
3	11/04/02
4	25/04/02
5	08/05/02
6	22/05/02
7	05/06/02
8	18/06/02
9	04/07/02
10	18/07/02
11	13/08/02
12	06/09/02
13	20/09/02
14	04/10/02

Tabla 3.3.- Características de los puntos de muestreo de los suelos de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

Muestra	Altitud (m)	Uso del suelo	Muestra	Altitud (m)	Uso del suelo
1	290	prado natural	19	360	prado natural
2	290	forestal	20	360	forestal
3	350	forestal	21	350	prado natural
4	350	forestal	22	350	prado fertilizado
5	320	prado natural	23	340	prado fertilizado
6	320	forestal	24	340	forestal
7	330	prado natural	25	340	forestal
8	320	prado fertilizado	26	340	forestal
9	320	prado fertilizado	27	340	forestal
10	312	prado natural	28	340	prado fertilizado
11	312	prado fertilizado	29	340	prado fertilizado
12	330	prado fertilizado	30	320	prado fertilizado
13	340	prado fertilizado	31	310	prado fertilizado
14	340	prado natural	32	320	prado fertilizado
15	330	prado natural	33	320	prado fertilizado
16	340	prado fertilizado	34	310	prado fertilizado
17	370	prado natural	35	300	prado natural
18	370	forestal	36	330	forestal

El muestreo de las aguas se realizó en 8 puntos diferentes de la cuenca. Tres correspondieron al curso del río Fonte Espiño (puntos 4, 3 y 2), cuatro puntos de muestro correspondientes al curso del río Rego de Abellas (5, 6, 7 y 8) y un punto de muestreo en el tramo fluvial tras la confluencia de ambos ríos (punto 1), como se muestra en la Figura 3.10.



Figura 3.10.- Mapa de la ubicación de los puntos de muestreo de las aguas y los sedimentos de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

La recogida de muestras de aguas se realizó con periodicidad quincenal desde el mes de marzo de 2002 al de diciembre de 2003, en las fechas que se indican a continuación, así como la clave dada a cada uno de los muestreos.

Nº muestreo	Fecha	Nº muestreo	Fecha	Nº muestreo	Fecha	Nº muestreo	Fecha
1	14/03/02	19	12/11/02	37	25/03/03	55	28/07/03
2	26/03/02	20	19/11/02	38	01/04/03	56	11/08/03
3	11/04/02	21	26/11/02	39	08/04/03	57	02/09/03
4	24/04/02	22	03/12/02	40	14/04/03	58	08/09/03
5	08/05/02	23	10/12/02	41	21/04/03	59	16/09/03
6	23/05/02	24	17/12/02	42	29/04/03	60	22/09/03
7	05/06/02	25	27/12/02	43	06/05/03	61	29/09/03
8	19/06/02	26	03/01/03	44	13/05/03	62	06/10/03
9	04/07/02	27	10/01/03	45	20/05/03	63	13/10/03
10	17/07/02	28	21/01/03	46	26/05/03	64	20/10/03
11	13/08/02	29	28/01/03	47	03/06/03	65	29/10/03
12	06/09/02	30	04/02/03	48	10/06/03	66	03/11/03
13	19/09/02	31	11/02/03	49	17/06/03	67	10/11/03
14	03/10/02	32	18/02/03	50	24/06/03	68	17/11/03
15	15/10/02	33	25/02/03	51	01/07/03	69	24/11/03
16	22/10/02	34	04/03/03	52	08/07/03	70	01/12/03
17	29/10/02	35	11/03/03	53	15/07/03	71	09/12/03
18	05/11/02	36	17/03/03	54	21/07/03	72	15/12/03

La recogida de las muestras de sedimento se realizó el 2 de septiembre de 2003 en los mismos puntos en los que se tomaron las muestras de agua. El sedimento se recogió en la parte media del cauce siendo transportado, junto con el agua intersticial que contenía, en recipientes de polietileno al laboratorio.

4.- MÉTODOS ANALÍTICOS

4. Métodos

4.1. Análisis de los suelos

4.1.1 Toma de muestras y su conservación

En todos los casos se muestrearon los 5 cm superiores del horizonte A del suelo, eliminando la capa de fôrna en los suelos forestales. En cada zona de muestreo se tomaron muestras en distintos puntos (10-15), que se mezclaron y homogeneizaron en el propio campo.

Una vez tomadas las muestras, se transportaron al laboratorio donde se tamizaron utilizando un tamiz de 4 mm de diámetro de malla. Una alícuota se almacenó en la nevera, a la temperatura de 4 °C, hasta el momento de los análisis en fresco, mientras que otra parte se secó al aire y se utilizó para los análisis generales del suelo.

4.1.2. Medida de la humedad del suelo

La humedad se midió en todas las muestras con el fin de referir los resultados a suelo seco a 110 °C.

Para su determinación, se toma una muestra de suelo, de aproximadamente 5 g (pesada en balanza analítica), en un crisol de porcelana, anotando tanto el peso del crisol vacío como el del crisol lleno. Se introducen los crisoles en una estufa a 110 °C y se mantienen durante 24 horas. Se sacan las muestras de los suelos de la estufa y se dejan enfriar en un desecador antes de pesarlas de nuevo. Por diferencia entre los pesos se obtiene la cantidad de agua que contenía la muestra ($g\ H_2O$), así como la cantidad de suelo seco pesado inicialmente (S_s). La humedad se expresa como la cantidad de agua que contienen 100 de suelo seco (% agua).

4.1.3. Determinación del pH en H_2O y en KCl

Mediante la medida del pH del suelo en agua se determina la "acidez actual", esto es, la cantidad de iones H_3O^+ presentes en la solución del suelo en un instante dado, en equilibrio con las especies que los han liberado y con los otros iones de la solución.

La "acidez actual" se mide potenciométricamente mediante pH-metro en una suspensión en la que están presentes una parte del suelo y 2.5 partes de agua en peso. Para ello, se pesan 10 g de suelo seco y tamizado y se añaden 25 mL de agua. Se agita y se esperan 30 minutos, agitando de vez en cuando. Se calibra el electrodo con soluciones tampón de pH 4 y 7, antes de la medida de las muestras y después se mide el pH de las mismas. Entre muestra y muestra se debe limpiar bien el electrodo, con agua destilada, y hay que tener cuidado de introducir el electrodo en la muestra de manera que exista buen contacto entre éste y la suspensión del suelo.

La medida del pH en KCl permitirá conocer "la acidez potencial", ya que el ión K^+ sustituye a los protones fijados y a los iones aluminio en las posiciones de cambio. Para realizar la medida se pesan 10 g de suelo seco y tamizado y se añaden 25 mL de una solución de KCl 0.1 N.

Se agita y se espera dos horas agitando de vez en cuando. La lectura se realiza al igual que la medida de pH en agua, utilizando un pH-metro.

En base al pH en KCl, se pueden clasificar los suelos en las siguientes categorías (Gutián y Carballas, 1976).

pH	Clasificación
< 4.50	Fuertemente ácidos
4.51-5.50	Ácidos
5.51-6.50	Débilmente ácidos
6.51-7.20	Neutros
> 7.20	Alcalinos

Aparatos y reactivos

1. pH-metro.
2. Electrodo combinado de pH.
3. Disoluciones tampón de pH 4 y 7.
4. Solución de KCl

4.1.4. Determinación del carbono total del suelo

El método se basa en la oxidación de la materia orgánica del suelo con dicromato potásico en medio ácido, de modo que a mayor contenido en materia orgánica mayor cantidad de oxidante consumido. El dicromato no consumido se determina por medio de la valoración del dicromato con sal de Mohr, con lo que la diferencia entre la cantidad de dicromato presente en el blanco y la presente en la muestra indica la cantidad consumida por la materia orgánica existente en la misma.

Procedimiento:

Se muele una pequeña cantidad de suelo en un mortero. Se pesan alrededor de 0.5 g de suelo molido, aunque la cantidad varía según el contenido en materia orgánica de los mismos, y se introducen en un matraz Erlenmeyer de 250 mL. Se añaden 50 mL de H₂SO₄ concentrado y a continuación 25 mL de K₂Cr₂O₇ aproximadamente 1.8 N, agitando y bajo grifo para evitar un calentamiento excesivo. Se introducen en estufa a 110 °C durante hora y media, junto a un blanco preparado con iguales cantidades de los reactivos empleados, pero sin suelo. Transcurrido ese tiempo, los matraces se sacan de la estufa y se dejan enfriar, tras lo cual el contenido de los mismos se trasvasa a matraces aforados de 250 mL y se enrasa con agua destilada.

Para la valoración se toman 5 mL de blanco o de muestra y se depositan en un vaso de precipitados de 250 mL, al que se añade agua destilada (aproximadamente 100 mL), 2 ó 3 gotas

del indicador (difenilamina) y un par de gotas de H_3PO_4 . Se valora con la sal de Mohr hasta viraje a gris. De cada muestra se hacen dos repeticiones.

Después de las valoraciones de los problemas (muestras) se valora la sal de Mohr para conocer su normalidad. Para ello se toma 1 mL de H_2SO_4 concentrado, 1 mL de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ de normalidad exactamente conocida y se añade el agua, el indicador y el ácido fosfórico. Se valora igualmente hasta viraje gris. Se realizan también dos repeticiones.

Reactivos

1. H_2SO_4 concentrado.
2. $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 1.8 N, se disuelven 88.3 g de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ en 1 L de agua destilada.
3. Sal de Mohr 0.2 N: 70.4 g de sal de Mohr (sulfato ferroso amónico).
4. Difenilamina al 1% en H_2SO_4 concentrado.
5. Ácido fosfórico.
6. $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 0.8 N (Normalidad exactamente conocida).

Cálculos

$$\% C = (B-M) \times N_{\text{sal}} \times 3 \cdot 10^{-3} \times 250 / 5 \times 100 / \text{sm suelo}$$

$$\% \text{Materia orgánica} = \% C \times 1.724$$

Donde:

M = mL de disolución de la sal de Mohr gastados por la muestra.

B = mL de disolución de la sal de Mohr gastados por los blancos.

N = normalidad exacta de la sal de Mohr utilizada para valorar.

sm = cantidad de suelo seco al aire y molido utilizada.

4.1.5. Determinación del nitrógeno total

Se realiza mediante el método de Kjeldahl modificado por Guitián y Carballas (1976). El método puede dividirse en dos partes:

a) Ataque o destrucción de la materia orgánica y transformación del nitrógeno orgánico en sales amónicas, y

b) Valoración de dichas sales amónicas, lo que implica el arrastre del amonio en corriente de vapor después de su liberación mediante la adición de hidróxido sódico, la recogida del amoniaco arrastrado sobre ácido bórico y la titulación de dicho amoniaco con HCl.

Se pesa 1 g de suelo (apuntando la cantidad exacta pesada) seco al aire y molido. Se introduce en matraces de digestión (por duplicado). Se añaden 20 mL de H_2SO_4 concentrado con un 3 % de H_3PO_4 (para precipitar el hierro y evitar sus interferencias), 5 g de KHSO_4 para aumentar la temperatura de ebullición del H_2SO_4 y 0.2 g de $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ que actúa de catalizador de la reacción de formación del $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Del mismo modo se prepara un blanco con igual

cantidad de reactivos pero sin suelo, para conocer la cantidad de N que pueden poseer como impurezas los reactivos utilizados.

Los matraces de digestión se ponen en la batería de ataque a 340 °C durante un mínimo de 8 horas y hasta que se complete la digestión; los gases de sulfúrico se arrastran con una trompa de agua y se atrapan en una disolución de NaOH concentrado.

Una vez fríos, se pasa el contenido de los matraces de digestión a matraces de 250 mL, enrasando cuando están fríos con agua destilada. Se destila en un aparato Pregl-Parnas, para lo cual se coloca una alícuota de 25 mL de muestra en el matraz y al comienzo de la destilación se añaden 25 mL de NaOH al 40 por 100.

Se destila un volumen aproximado de 40 ó 50 mL, que se recoge en un matraz o vaso de precipitados de 100 mL que contiene 5 mL de solución indicadora. A continuación, se valora con H₂SO₄, aproximadamente 0.05 N, pero de concentración exactamente conocida.

Reactivos

1. H₂SO₄ concentrado, con un 3 % de H₃PO₄.
2. KHSO₄.
3. CuSO₄ · H₂O.
4. NaOH al 40 %.
5. H₂SO₄ aproximadamente 0.05 N, pero de concentración exactamente conocida.
6. Solución indicadora: 20 g de ácido bórico se disuelven en aproximadamente 700 mL de agua destilada libre de CO₂, para lo cual el agua destilada se lleva a ebullición; una vez fría el agua se le añaden 200 mL de etanol y 20 mL de indicador mixto de nitrógeno y se completa a 1 L con agua destilada.
7. Indicador mixto de nitrógeno: Se disuelven 0.33 g de verde de bromocresol y 0.165 g de rojo de metilo en 500 mL de etanol.

Cálculos

$$\% \text{ Nitrógeno} = (M-B) \times N \times 250 / 25 \times 14 \times 10^{-3} \times 100 / sm.$$

Donde:

M = mL de disolución de H₂SO₄ gastados por la muestra.

B = mL de disolución de H₂SO₄ gastados por los blancos.

N = normalidad exacta del ácido sulfúrico utilizado para valorar.

sm = cantidad de suelo seco al aire y molido utilizada.

4.1.6. Óxidos amorfos de Fe y Al

El ácido oxálico tamponado con oxalato amónico es una de las soluciones más utilizadas como medio de extracción de los óxidos amorfos de Fe y Al de los suelos. El método utilizado ha sido el propuesto por McKeague y Day (1966).

Procedimiento:

2 g de suelo se disponen en tubos de centrifuga de polipropileno. Se añaden 150 mL de H_2CO_4 tamponado a $\text{pH} = 3$ con $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$ 0.2 M. Se tapa y se agita inmediatamente en agitador rotatorio. El tiempo de extracción es de 4 horas y la extracción debe realizarse en oscuridad, para evitar la fotodescomposición del oxalato. Transcurrido ese tiempo se centrifuga a 2000 rpm

El líquido sobrenadante se transfiere a un recipiente de plástico, se pone en oscuridad y se reserva para el análisis de Fe y Al. El líquido sobrenadante debe estar claro a la luz. Si hay coloides finos se repite el procedimiento o se centrifuga la suspensión a más revoluciones.

El Fe y el Al se determinan por absorción atómica.

4.1.7. Fósforo extraíble con bicarbonato

El fósforo soluble en bicarbonato 0.5 M (Olsen, 1965), se asimila con el P inorgánico lábil y con el P orgánico adsorbido débilmente sobre las superficies del suelo. Para su cuantificación se sigue el siguiente procedimiento:

Se pesan 4 g de suelo, se depositan en botes con tapón de rosca y se le añaden 40 mL de NaCO_3H 0.5M. Se agitan durante 30 minutos para, a continuación, filtrar el líquido a través de papel de filtro.

Para la determinación de P inorgánico se toma una alícuota de 20 mL y se pone en tubos de centrifuga, se añade ácido sulfúrico concentrado gota a gota hasta pH 1.5 (para flocular la materia orgánica) y se deja en reposo 24 horas. A continuación se centrifuga durante 5 minutos a 5000 rpm, se filtra con papel de filtro y se toman alícuotas de 5 mL en matraces de 25 mL y se llevan a pH 5. Para ello, se añade una gota de solución de paranitrofenol, unas gotas de solución de amoníaco hasta que cambie de color a amarillo y unas gotas de solución de ácido sulfúrico hasta que se vuelva incoloro otra vez.

Se prepara una recta patrón con diferentes cantidades de la solución de 30 ppm de fósforo, y todos los puntos de la recta patrón, incluido el blanco, se neutralizan. Se añaden 5 mL del reactivo reductor y, a continuación, se enrasa y una vez transcurridos 10 minutos se mide en un espectrofotómetro UV-visible a 882 nm la coloración azul desarrollada (Kuo, 1996).

Para la determinación del fósforo total se toman alícuotas de 10 mL de los extractos de bicarbonato y se depositan en matraces de 50 mL. El blanco y los patrones se preparan igualmente con este volumen de bicarbonato. Luego, tanto a la muestra como a los patrones y al blanco se le añaden 5 mL de ácido sulfúrico 6 N y 4 mL de KMnO_4 0.5 N (8 g en 50 mL de agua destilada), se

dejan en digestión durante 4 minutos en un baño de agua hirviendo y se añade 1 mL de glucosa al 10 % en caliente para eliminar el exceso de KMnO_4 (Davidescu y Davidescu, 1982).

Una vez fríos los extractos digeridos se neutralizan (igual que para la determinación de P inorgánico) y se añaden 10 mL de reactivo reductor. Se enrasa y una vez transcurridos 10 minutos se mide la intensidad del color azul desarrollado. Igual que antes, las medidas se realizan en un espectrofotómetro de UV-Visible a 882 nm.

El P orgánico extraíble con bicarbonato se estima como la diferencia entre el P total y el P inorgánico extraídos.

4.1.8. Estudio de la adsorción del fósforo

En tubos de centrifuga se agitan durante 24 horas 2 g de suelo con 20 mL de soluciones de 5 ppm y 30 ppm de fósforo, preparadas en KCl 0.01M. Una vez transcurrido dicho tiempo, se filtran las suspensiones. Para la determinación del fósforo se toma una alícuota del filtrado (cuyo volumen dependerá de la cantidad de P que contenga el sobrenadante), y se sigue el procedimiento general de determinación del fósforo descrito en los apartados anteriores.

4.1.9. Estudio de la desorción del fósforo. Fósforo total (TP), fósforo reactivo al molibdato (MRP) y fósforo particulado (PP)

El estudio de la desorción de fósforo abarca el estudio de la cinética de desorción del MRP y la desorción de P total en suelos utilizando distintas relaciones suelo: agua.

4.1.9.1. Estudio cinético

Supone realizar medidas del MRP desorbido a diferentes tiempos de extracción (5, 30 y 120 minutos).

Para estudiar la desorción del fósforo para cada tiempo de extracción se toman 5 g de suelo y se depositan en botes con tapón de rosca, se añaden 100 mL de agua destilada y se agitan en agitador rotatorio durante 5, 30 y 120 minutos. Se centrifugan durante 5 minutos a 4500 rpm. A continuación, se filtra primero con papel de filtro y luego se filtra a vacío con filtros de membrana de nitrato de celulosa (diámetro de poro: 0.45 μm). En este filtrado se determina la concentración de MRP.

4.1.9.2. Estudio a diferentes relaciones suelo:agua

Para estudiar la desorción del fósforo a la relación suelo: agua 1:20 se toman 5 g de suelo y se colocan en botes con tapón de rosca, se añaden 100 mL de agua destilada y se agitan en agitador rotatorio durante 30 minutos.

Para estudiar la desorción del fósforo a la relación suelo: agua 1:100 se pesará 1 g de suelo al que se le añaden 100 mL de agua destilada, manteniendo la suspensión en agitación durante 30 minutos.

Para las dos relaciones se pasa toda la suspensión a tubos de centrifuga y se centrifuga 5 minutos a 4500 rpm. A continuación se filtra, primero con papel de filtro y luego a vacío con filtros de membrana de nitrato de celulosa (diámetro de poro: 0.45 μm).

Para la determinación del P total se toman alícuotas de 20 mL antes de filtrar a vacío, a las que se añaden 0.5 mL de ácido sulfúrico al 30 % y 0.10 g de peroxidodisulfato amónico muy puro y se hace una digestión en autoclave durante 30 minutos a 120 °C. Después de la digestión, los digeridos se llevan a pH 5.0 siguiendo el método descrito anteriormente y se les añaden 5 mL de reactivo reductor en los mismos recipientes en los que se llevó a cabo la digestión, que se tapan y se agitan.

La determinación de MRP para cualquiera de las dos relaciones se realiza tomando una alícuota de 10 mL, que se deposita en tubos de ensayo añadiendo 2.5 mL de reactivo reductor y se agita, todo ello después de haber filtrado a vacío.

En todos los casos las medidas se realizan en un espectrofotómetro de UV-Visible a 882 nm comparando las lecturas obtenidas a las de una recta patrón, realizada en las mismas condiciones.

4.1.10. Reactivos utilizados para la determinación de fósforo

Los reactivos utilizados para la determinación del fósforo en los diferentes extractos obtenidos han sido los indicados por Murphy y Riley (1962).

1. Reactivo de fósforo: Se disuelven por separado 4.8 g de molibdato amónico y 0.11 g de tartrato de antimonio y potasio en agua destilada; una vez disueltos se mezclan con agua acidulada con 55.5 mL de ácido sulfúrico, enrasando a un litro. Se guarda en nevera en una botella opaca.
2. Reactivo reductor: Se añade 1 g de ácido ascórbico puro a cada 100 mL de reactivo de fósforo. La solución es estable durante 24 horas.
3. Solución madre de 5000 ppm de KPO_4H_2 : Se disuelven 21.95 g de H_2PO_4 en 600 mL de agua destilada se añade 1 mL de ácido sulfúrico y se enrasa a un litro con agua destilada. Este reactivo debe guardarse en nevera en una botella opaca.
4. Cloruro potásico 0.02 M: Se pesan 2.982 g de la sal que se disuelven en agua destilada, enrasando a 2 litros.
5. Solución de 5 ppm de fósforo: Se toman 0.5 mL de la solución de 5000 ppm de KPO_4H_2 y se enrasa a 500 mL de KCl 0.02 M.
6. Solución de 30 ppm de fósforo: Se toman 3 mL de la solución de 5000 ppm de KPO_4H_2 y se enrasa a 500 mL de KCl 0.02 M.
7. Soluciones utilizadas para llevar el pH de las muestras, blancos y patrones a pH 5: solución de paranitrofenol (0.3 g disueltos en 100 mL de agua destilada), solución de amoníaco 1:1 (vol:vol) y solución de ácido sulfúrico 1:1 (vol:vol).

4.2. Análisis de las aguas

Los métodos analíticos utilizados fueron los métodos normalizados para el análisis de aguas de río y aguas residuales APHA-AWWA-WPCF (1992). Los parámetros determinados son los que se indican a continuación.

4.2.1. Determinación del pH en H_2O

Realizado mediante método potenciométrico con electrodo de pH.

4.2.2. Determinación del amonio (NH_4^+)

Realizado mediante método electrométrico con electrodo selectivo y expresado como $NH_3-N\ L^{-1}$.

4.2.3. Determinación de sólidos totales en suspensión (SS)

Método por filtración sobre membrana porosa de $0.45\mu m$ y secado a $103-105\ ^\circ C$. Se expresa en $mg\ L^{-1}$.

4.2.4. Determinación del nitrógeno Kjeldhal ($N_{Kjeldhal}$)

Se utilizó el método semi-micro-Kjeldhal con catalizador Kjeldhal Cu-Se y valoración con ácido sulfúrico. Los resultados se expresan en $mg\ L^{-1}$.

4.2.5. Determinación de nitratos (NO_3^-)

Se realiza mediante un método espectrométrico de ultravioleta selectivo; consiste en el tratamiento previo con HCl de la muestra filtrada; en la preparación de la curva patrón de estándares de calibrado, y en la medición espectrofotométrica (estándares-muestras) a dos longitudes de onda diferentes (220 y 275 nm) en un espectrofotómetro UV-Visible. Los resultados se expresan en $mg\ L^{-1}$. Esta determinación se recomienda realizarla antes de 24 horas.

4.2.6. Determinación del fósforo total (TP)

Se realiza el mismo método que el descrito para la determinación de P total en suelos a distintas diluciones. En todos los casos las medidas se realizan en un espectrofotómetro de UV-Visible a 882 nm, comparando las lecturas obtenidas a las de una recta patrón, realizada en las mismas condiciones. Los resultados se expresan en $mg\ L^{-1}$.

4.2.7. Determinación del fósforo soluble (MRP)

Se utilizó el método colorimétrico descrito para la determinación de MRP en suelos a distintas diluciones, determinándose la absorbancia a 882 nm mediante un espectrofotómetro. Los resultados se expresan en $mg\ L^{-1}$.

4.2.8. Determinación del silicio (Si)

Se utilizó el método colorimétrico de *heteropoly blue* (Boltz y Mellon, 1947), en el cual se acidifican las muestras ($\text{pH}=1.2$) para que el molibdato amónico adicionado reaccione con los silicatos y cualquier fosfato presente, produciendo heteropoliácidos. A continuación se le añade ácido oxálico para destruir el ácido molibdofosfórico; no así el molibdosilícico que origina un color amarillo. Este ácido es reducido posteriormente por otro ácido, el aminonaftosulfónico responsable de que se desarrolle un color azul. La intensidad del color es proporcional a la concentración de silicio en el agua. Las mediciones se realizaron determinándose la absorbancia a 650 nm mediante un espectrofotómetro. Los resultados se expresan en mg L^{-1} .

En la determinación del silicio se permite un margen superior a 24 horas para efectuarla, siempre que las muestras se conserven a 4 °C.

4.2.9. Determinación del carbono orgánico total (COT)

Filtrando previamente las muestras por una membrana porosa de 0.45 μm , se miden en un aparato de COT (T 5000). Los resultados se expresan en mg L^{-1} .

4.2.10. Determinación de cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ y Fe^+)

Se utilizó para todas las medidas un espectrofotómetro de absorción/emisión atómica. Los resultados se expresan en mg L^{-1} .

4.2.11. Determinación de sodio y potasio (Na^+ y K^+)

Medidos por espectrofotometría de emisión atómica, usando llama de aire-acetileno.

4.2.12. Determinación de calcio y magnesio (Ca^{2+} y Mg^{2+})

Medidos por espectrofotometría de absorción atómica, usando llama de aire-acetileno y añadiendo cloruro de lantano a las muestras para evitar interferencias.

4.2.13. Determinación de hierro (Fe)

El método empleado es la espectrometría de absorción atómica de llama (aire-acetileno); pero las muestras (filtradas) no recibieron tratamiento químico previo.

4.2.14. Determinación de aniones (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-} , CO_3^{2-})

Medidos mediante un aparato de electroforesis capilar (Waters Capillary Ion Analyzer QUANTA TM 4000). Los resultados se expresan en mg L^{-1} .

4.3. Análisis de los sedimentos

En los mismos puntos donde se realizó el muestreo de las aguas se tomaron en mayo de 2003 muestras de los sedimentos del fondo de cauce. El sedimento, junto con el agua que lo embebía, fue transportado al laboratorio dentro de botellas de plástico. En el laboratorio una

fracción del sedimento fresco (homogeneizado tras agitación manual) se usó para el estudio de las fases fosfato presentes. El resto del sedimento se secó al aire y se utilizó para los demás análisis que se detallan a continuación.

4.3.1. Estudio de las fases fosfato

Para el estudio de las fases fosfato, 5 g del sedimento fresco se agitaron durante 7 días con 50 ml de una solución de Cl_2Ca 0.01N y varias gotas de tolueno para inhibir la actividad microbiana. Al cabo de los 7 días se midió el pH de la suspensión mediante potenciometría. A continuación, las suspensiones se centrifugaron durante 5 minutos a 5000 rpm. El sobrenadante se filtró primero a través de papel de filtro Whatman nº 2 y luego a través de membranas Millipore® de 0.45 μm de diámetro de poro utilizando un sistema de filtración a vacío. En los líquidos filtrados se determinó la concentración de MRP, mediante la técnica colorimétrica usual, así como las concentraciones de calcio, magnesio, aluminio y hierro, todos ellos mediante absorción atómica. Los valores de concentración obtenidos permitieron calcular los valores de potencial fosfato cálcico que se representaron en un diagrama de fases fosfato (Gil Sotres y Díaz Fierros, 1980).

4.3.2. Análisis granulométrico

En la fracción de sedimento seca al aire se determinó la distribución de clases de tamaños de partículas haciendo pasar una alícuota de los mismos (aproximadamente 250 g) a través de tamices con luces de malla de 2 mm, 1 mm, 0.500 mm, 0.250 mm y 0.100 mm. Por tanto, para cada uno de los sedimentos se recogieron las fracciones de diámetros entre 2-1 mm, 1-0.500 mm, 0.500-0.250 mm, 0.250-0.100 mm y <0.100 mm (denominada esta fracción como fracción fina o elementos finos).

4.3.3. Análisis químico de las fracciones del sedimento

Alícuotas de cada una de estas fracciones y del sedimento bruto se molieron en molinos de bolas y se analizaron para P total (por colorimetría) y Fe total (mediante absorción atómica), previa digestión ácida ($\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{HCl} + \text{HO}_4\text{Cl}$) en baño de arena.

***Iª PARTE: INFLUENCIA DEL USO DEL
SUELO SOBRE LA DINÁMICA DEL P EN
LOS SUELOS DE LOS ALREDEDORES DE
LOS EMBALSES DE FERVENZA Y
PORTODEMOUROS***

***5.- RESULTADOS DE LOS SUELOS
PRÓXIMOS AL EMBALSE DE FERVENZA***

5. Resultados relativos a los suelos de los alrededores del embalse de Fervenza

5.1. Propiedades generales de los suelos

5.1.1. Valores de pH en H₂O y en KCl

En el suelo hay que diferenciar entre varios tipos de acidez. Por *acidez actual o activa* se entiende la cantidad de iones H₃O⁺ presentes en la solución del suelo en un instante dado y que está en equilibrio con las especies que los han liberado y con los otros iones presentes en la solución. La *acidez intercambiable o potencial* se refiere a la cantidad de protones adsorbidos en los sitios de intercambio del suelo. La *acidez total* se refiere a la cantidad total de iones hidrógeno presentes en el suelo susceptibles de ser neutralizados por una base; y corresponde a la suma de la acidez actual y la acidez potencial.

En los suelos de Fervenza el pH en agua, que refleja la acidez actual del suelo, presenta unos valores medios de 4.99 para los suelos forestales, de 5.13 para los prados naturales y de 5.46 para los prados fertilizados, valores que indican que, independientemente del uso, estamos en presencia de suelos ácidos, estando la acidez más mitigada en el caso de los prados fertilizados.

Tabla 5.1.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el pH en H₂O de los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

pH H ₂ O	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	4.99 ^a	5.13 ^a	5.46 ^b
D.S.	0.31	0.36	0.33
INTERVALO	4.30-5.56	4.32-5.80	4.68-6.47

Respecto al valor de pH, los suelos forestales y los prados naturales son significativamente distintos a los prados fertilizados para un nivel de confianza del 99.5 % ($p < 0.005$).

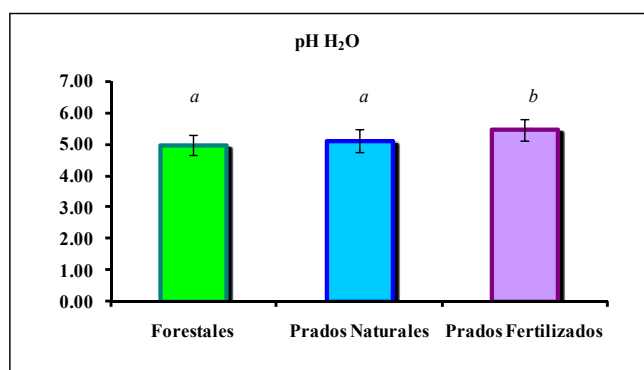


Figura 5.1.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el pH en H₂O de los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Los valores que presentan las desviaciones estándar (D.S.) no son elevados (0.31, 0.36, 0.33) correspondiendo a los prados naturales la mayor variabilidad, con un coeficiente de variación del 7 %.

Al estudiar los valores de pH en KCl, que se corresponden con la acidez potencial del suelo, se puede observar que para los suelos bajo diferentes usos hay valores por debajo de 4.50, por lo que, siguiendo el criterio de Guitián y Carballas (1976), se clasificarían como suelos fuertemente ácidos. Sin embargo, también hay valores de pH en KCl por encima de este valor en los prados fertilizados así que, atendiendo al mismo criterio, estos suelos se corresponderían con suelos ácidos.

Como es habitual en los suelos gallegos, el pH en KCl es inferior al pH en H₂O; esta situación pone de manifiesto el predominio de las cargas negativas en estos suelos frente a las cargas positivas. El desplazamiento del aluminio de cambio por el catión potasio y, posiblemente, el desencadenamiento de procesos de desprotonación de grupos funcionales ácidos contribuyen a explicar la disminución de valor de pH observada.

Tabla 5.2.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el pH en KCl de los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

pH KCl	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	4.08 ^a	4.16 ^a	4.52 ^b
D.S.	0.30	0.17	0.34
INTERVALO	3.26-4.92	3.87-4.50	3.93-5.60

Al igual que ocurría para el pH en agua, existen diferencias significativas entre los suelos forestales y los prados naturales con respecto a los prados fertilizados, los cuales tienen un pH más alto que los otros dos tipos de suelos.

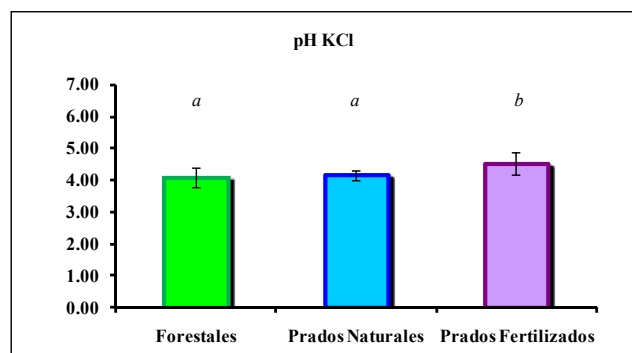


Figura 5.2.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el pH en KCl de los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Observando la Figura 5.2 se aprecia que existe una pequeña variabilidad en las desviaciones estándar, siendo el coeficiente de variación más elevado el correspondiente a los prados fertilizados, con un valor del 8 %.

5.1.2. Contenido de carbono y nitrógeno totales y valores de la relación C/N

En la Tabla 5.3 se representan los valores medios, las desviaciones estándar y los intervalos de valores del contenido de carbono total (C total) para cada uno de los usos del suelo. El valor medio más alto lo presentan los suelos forestales (9.13 %), seguidos de los prados naturales (6.84 %) y de los prados fertilizados (6.83 %).

Tabla 5.3.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del contenido de C total obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

C total	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	9.13 ^a	6.84 ^b	6.83 ^b
D.S.	2.09	2.19	1.07
INTERVALO	4.72-14.42	3.25-13.06	2.10-12.13

Los prados naturales y los prados fertilizados tienen unos valores medios de C muy próximos entre sí, presentando diferencias significativas respecto a los suelos forestales, para un nivel de confianza del 99.5 %. A pesar de presentar los prados naturales y los prados fertilizados unos valores medios muy próximos, los coeficientes de variación son muy diferentes. Así, mientras que los prados fertilizados presentan el coeficiente de variación más pequeño, del orden del 16 %, los prados naturales duplican este valor siendo el coeficiente del orden del 32 %. Los suelos forestales (que presentan el contenido medio de C más elevado), tienen un coeficiente de variación intermedio, del orden del 23 %.

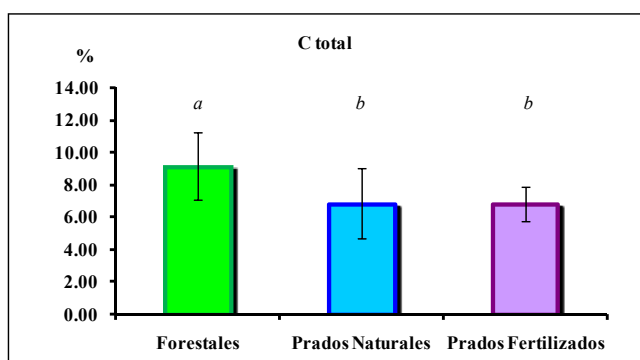


Figura 5.3.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de C total obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Los valores de nitrógeno total (N total) siguen una tendencia distinta a la del C total, presentando el valor medio más alto los suelos forestales, seguido de los prados fertilizados y, por último, los prados naturales (0.66 %, 0.58 % y 0.53 %, respectivamente), pero en esta ocasión las diferencias entre ellos no son tan pronunciadas, quizás como consecuencia del aporte de fertilizantes ricos en nitrógeno que compensan la disminución de este elemento generada por la pérdida de la materia orgánica y por la toma de este elemento por las plantas.

Tabla 5.4.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del contenido de N total obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

N total	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.66 ^a	0.53 ^b	0.58 ^b
D.S.	0.16	0.15	0.16
INTERVALO	0.26-0.94	0.25-0.81	0.26-0.96

En la gráfica 5.4 queda de manifiesto que los valores medios del contenido de N para los tres usos del suelo son muy próximos, aún siendo significativas las diferencias que presentan los suelos forestales con respecto a los prados naturales y a los prados fertilizados. La variabilidad de los distintos tipos de suelo es similar, puesto que los coeficientes de variación que presentan se aproximan, siendo del orden del 24 % para los suelos forestales y del 28 % para los prados naturales y los prados fertilizados.

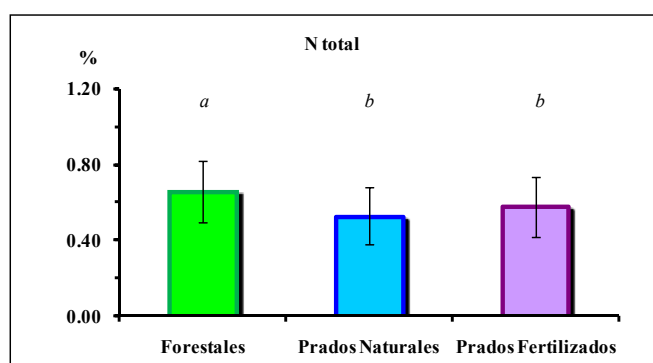


Figura 5.4.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de N total obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

La relación C/N es un índice del grado de humificación de la materia orgánica y de su calidad como sustrato. La vegetación constituye el principal aporte de materia orgánica al suelo, condicionando así su capacidad de descomposición.

La relación C/N presenta el valor medio más bajo para los prados fertilizados (12.0) y el más elevado para suelos forestales (14.1), mientras que los prados naturales tienen un valor medio intermedio (12.9).

Tabla 5.5.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la relación C/N obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

C/N	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	14.1 ^a	12.9 ^{ab}	12.0 ^b
D.S.	2.9	2.3	2.3
INTERVALO	9.5-24.7	8.1-16.9	7.4-24.4

A pesar de la proximidad en los valores medios, existen diferencias significativas entre los suelos forestales y los prados fertilizados. El coeficiente de variación de los suelos forestales es el que presenta un valor más elevado, 21 %, que no es muy alto, seguido del 19 % que presenta los prados fertilizados y del 18 % de los prados naturales.

El que los suelos forestales tengan los valores más altos indica que las condiciones de humificación son menos favorables que en los otros dos casos, donde los valores reflejan mayores cantidades de nitrógeno junto a menores cantidades de carbono.

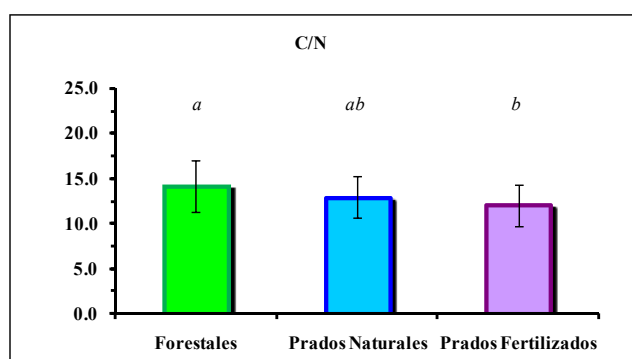


Figura 5.5.- Valores medios y desviaciones estándar de la relación C/N obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5%.

5.1.3. Contenido de óxidos amorfos de hierro y aluminio extraíbles

En cuanto a los valores de Fe extraído con oxálico-oxalato, el valor medio más elevado se obtiene para los prados fertilizados (0.77 g Fe₂O₃ 100 g⁻¹ suelo) seguido de los prados naturales (0.74 g Fe₂O₃ 100 g⁻¹ suelo) y, por último, los suelos forestales (0.59 g Fe₂O₃ 100 g⁻¹ suelo).

Tabla 5.6.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del contenido de Fe_2O_3 obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Fe_2O_3	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.59 ^a	0.74 ^b	0.77 ^b
D.S.	0.15	0.26	0.24
INTERVALO	0.35-1.00	0.33-1.31	0.20-1.43

Existen diferencias significativas entre el contenido en Fe de los suelos forestales con respecto al de los prados naturales y al de los prados fertilizados, como refleja la Figura 5.6.

La menor variabilidad la presentan los suelos forestales con un coeficiente de variación del 25 %, mientras que la mayor la presentan los prados naturales, con un valor del coeficiente de variación del 35 %.

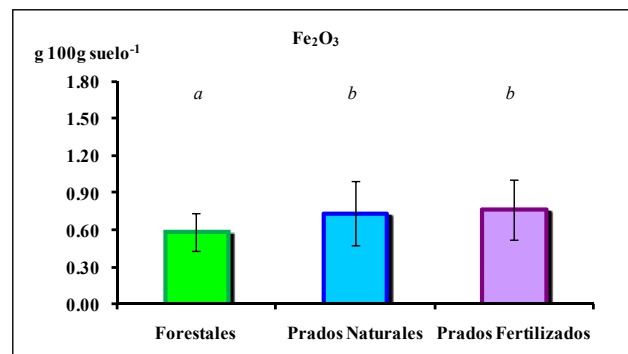


Figura 5.6.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de Fe_2O_3 obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5%.

En la Tabla 5.7, se indican los valores de Al_2O_3 extraído con oxálico-oxalato. En esta ocasión los valores medios más altos los registran los suelos forestales (1.51 g Al_2O_3 100 g⁻¹ suelo), seguidos de los prados fertilizados (1.14 g Al_2O_3 100 g⁻¹ suelo) y siendo los prados naturales los que presentan el menor valor medio (1.03 g Al_2O_3 100 g⁻¹ suelo).

Tabla 5.7.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del contenido de Al_2O_3 obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Al_2O_3	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	1.51 ^a	1.03 ^b	1.14 ^b
D.S.	0.65	0.34	0.38
INTERVALO	0.30-2.70	0.46-1.84	0.48-1.99

Los suelos forestales presentan diferencias significativas con respecto a los prados, ya sean naturales o fertilizados. Las desviaciones estándar son importantes en los tres grupos de suelos, siendo el coeficiente de variación mayor el de los suelos forestales, con un valor del 43 %, y el menor el de los prados naturales, con un valor del 33 %.

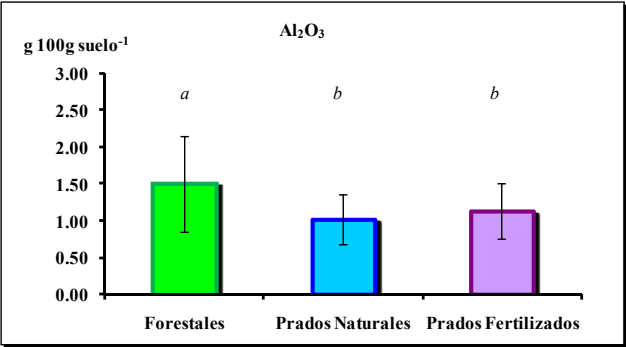


Figura 5.7.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de Al_2O_3 obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

5.2. Parámetros del fósforo

5.2.1. Fósforo extraído con bicarbonato

El valor medio más alto de P total extraído con bicarbonato (P total bic) lo poseen los suelos de prado fertilizados (37.03 mg kg^{-1}), seguidos de los prados naturales (20.94 mg kg^{-1}) y, muy por debajo, de los suelos forestales (6.13 mg kg^{-1}).

Tabla 5.8.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar (D.S.) de P total bic, P inorgánico bic y P orgánico bic (mg kg^{-1}) obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

		FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
P total bic	VALOR MEDIO	6.00a	20.94b	37.03c
	D.S.	3.06	18.22	20.01
	INTERVALO	1.18-12.34	2.69-94.67	8.00-115.38
P inorg bic	VALOR MEDIO	2.93a	15.30b	29.33c
	D.S.	2.23	15.59	17.95
	INTERVALO	0.58-8.68	1.12-71.78	0.24-107.06
P org bic	VALOR MEDIO	3.06a	5.64b	7.70b
	D.S.	2.34	5.65	8.33
	INTERVALO	0.00-8.99	0.00-25.65	0.00-57.40

El P total bic y el P inorgánico bic (P inorg bic) presentan valores medios muy distintos según el tipo de uso del suelo. Así, el P total bic presenta un valor de 6.00 mg kg^{-1} en los suelos forestales frente a 20.94 mg kg^{-1} en los prados naturales y 37.03 mg kg^{-1} en los prados fertilizados; a su vez, el P inorg bic presenta un valor medio de 2.93 mg kg^{-1} en los suelos forestales, frente a 15.30 mg kg^{-1} en los prados naturales y 29.33 mg kg^{-1} en los prados fertilizados. En ambos casos los prados naturales presentan una variabilidad muy elevada, siendo el coeficiente de variación del 87 % para el P total bic y del 102 % para el P inorg bic. El P orgánico bic (P org bic) no sigue esta tendencia al no existir tanta diferencia entre los valores medios, siendo 3.06 mg kg^{-1} el valor obtenido para los suelos forestales, 5.64 mg kg^{-1} para los prados naturales y 7.70 mg kg^{-1} para los prados fertilizados. Al igual que ocurría para el P total bic y el P inorg bic, el contenido en P org bic de los prados naturales tiene un coeficiente de variación muy elevado (100 %), valor que es superado por el coeficiente que presentan los prados fertilizados (108 %).

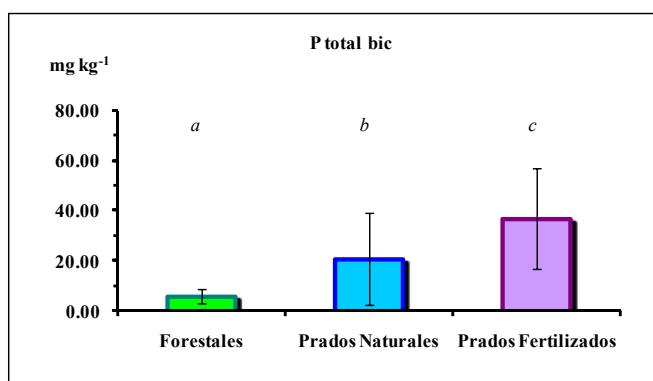


Figura 5.8.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de P total bic obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

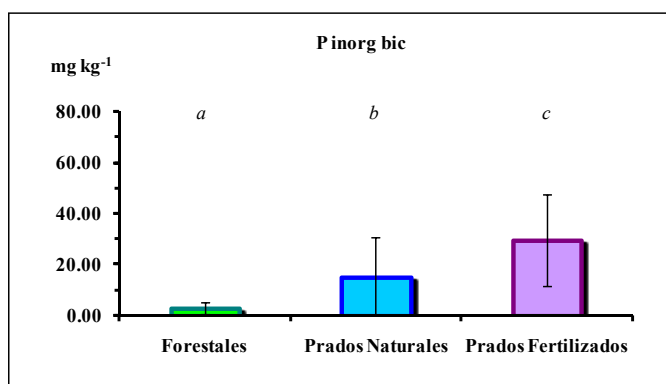


Figura 5.9.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de P inorg bic obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

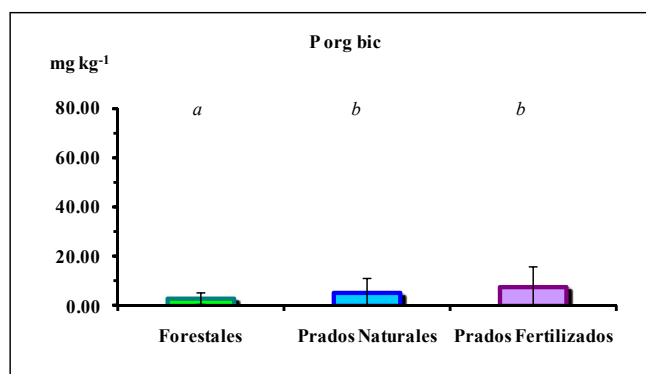


Figura 5.10.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de P org bic obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Se encuentran diferencias significativas entre los tres usos del suelo tanto para el P total bic, como para el P inorgánico; el P orgánico rompe esta tendencia, ya que los prados naturales y los fertilizados no son significativamente diferentes entre sí (Tabla 5.8 y Fig. 5.8, 5.9 y 5.10). Atendiendo al P total bic, los valores para los diferentes usos del suelo presentan unos elevados coeficientes de variación que oscilan entre el 51 % para los suelos forestales y el 87 % para los prados naturales.

No existe una tendencia clara cuando se examina qué uso del suelo presenta una menor variabilidad en lo que respecta a las formas de P extraído con bicarbonato. Así, para el P total bic y para el P org bic la menor variabilidad la presentan los suelos forestales, con un coeficiente de variación del 51 % y del 77 % respectivamente, mientras que en el caso del P inorg bic la presentan los prados fertilizados con un coeficiente del 61 %.

5.2.2. Adsorción del fósforo

Tal como se indicó en el capítulo de Métodos, el estudio de la adsorción de P se realiza mediante la adición al suelo de dos soluciones con concentraciones de P distintas, una solución de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ y otra de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$. Trascurridas 24 horas de la adición de las soluciones, se evalúa bien la cantidad de P retenido o bien la concentración de P en equilibrio, que se corresponde con la concentración de P que no es retenido. A continuación se indican los resultados para la concentración de P en equilibrio obtenida para ambas soluciones.

5.2.2.1. Concentración de P en equilibrio (P equil.) tras la adición de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$

Se aprecia que el valor medio más elevado (Tabla 5.9) lo presentan los prados fertilizados ($0.18 \mu\text{g mL}^{-1}$), seguidos de los prados naturales ($0.07 \mu\text{g mL}^{-1}$) y, por último, de los suelos forestales ($0.05 \mu\text{g mL}^{-1}$), indicando la menor capacidad de adsorción de los prados fertilizados, en relación a los otros dos usos. Además, el intervalo de valores obtenido para los suelos

forestales (0.01-0.13) es claramente inferior al intervalo obtenido para los prados fertilizados (0.02-0.98) y se aproxima al que presentan los prados naturales (0.00-0.19), que se encuentran en una situación intermedia, quedando muy por debajo de los valores más elevados del intervalo de los prados fertilizados.

Como se puede comprobar en la Figura 5.11, existen diferencias significativas entre los valores obtenidos para los prados fertilizados con respecto a los de los otros dos usos del suelo. Por otro lado, los coeficientes de variación obtenidos son el 40 % para los suelos forestales, el 43 % para los prados naturales y el 61 % para los prados fertilizados.

Tabla 5.9.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio obtenidos para los suelos con distintos usos tras la adición de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P equil. ($5 \mu\text{g mL}^{-1}$)	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.05 ^a	0.07 ^a	0.18 ^b
D.S.	0.02	0.03	0.11
INTERVALO	0.01-0.13	0.00-0.19	0.02-0.98

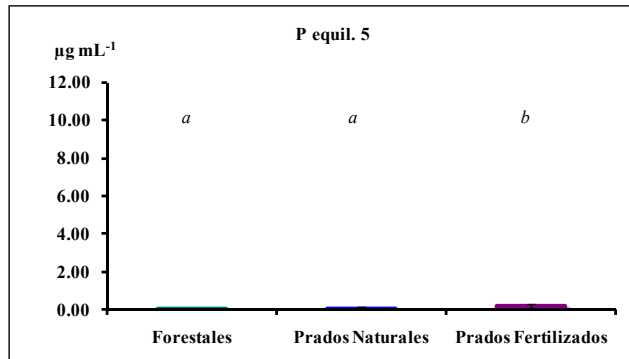


Figura 5.11.- Valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio obtenidos para los suelos con distinto uso tras la adición de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

5.2.2.2. Concentración de P en equilibrio (P equil.) tras la adición de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$

La tendencia observada para la concentración de P en equilibrio obtenida tras la adición de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ se mantiene para la adición de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ (Tabla 5.10), pues el valor medio más elevado lo presentan los prados fertilizados ($1.76 \mu\text{g mL}^{-1}$), seguidos de los prados naturales ($0.57 \mu\text{g mL}^{-1}$) y, por último, de los suelos forestales ($0.32 \mu\text{g mL}^{-1}$).

Tabla 5.10.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio obtenidos para los suelos con distintos usos tras la adición de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P equil. ($30 \mu\text{g mL}^{-1}$)	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.32 ^a	0.57 ^a	1.76 ^b
D.S.	0.47	0.44	1.51
INTERVALO	0.04-3.00	0.06-3.77	0.18-7.77

Además, dichos valores presentan unos elevados coeficientes de variación (77 % para prados naturales, 86 % para prados fertilizados y 147 % para suelos forestales). En esta ocasión, el intervalo de valores de P en equilibrio de los suelos forestales (0.04-3.00) es prácticamente coincidente con el de los prados naturales (0.06-3.77) y ambos son claramente inferiores al intervalo de valores que presentan los prados fertilizados (0.18-7.77), poniendo de manifiesto la mayor capacidad de adsorción de los dos primeros grupos de suelos (Tabla 5.10).

Al igual que sucedía tras la adición de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$, existen diferencias significativas entre los valores medios de la concentración de P en equilibrio obtenidos para los suelos forestales y los prados naturales con respecto a los obtenidos para los prados fertilizados (Figura 5.12).

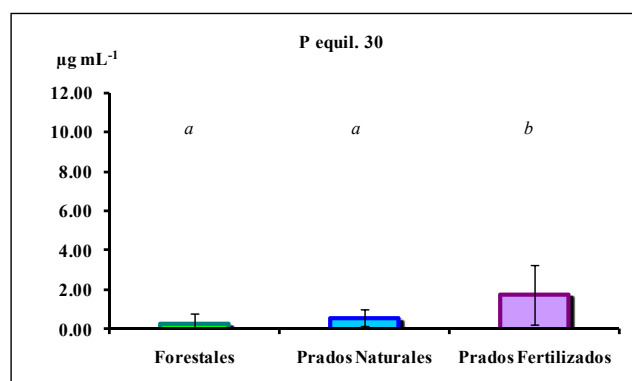


Figura 5.12.- Valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio obtenidos para los suelos con distinto uso tras la adición de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En la Tabla 5.11 y en la Figura 5.13 se muestran de forma conjunta los valores de fósforo en equilibrio para los suelos tanto al añadir 5 como al añadir $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; en ambos casos, los valores medios de los suelos forestales son menores que los que presentan los suelos con otros usos, reflejando su mayor capacidad de retención de P. Esto posiblemente se debe al menor contenido en materia orgánica y óxidos en los suelos de prado.

Tabla 5.11.- Valores medios de la concentración de fósforo en equilibrio obtenidos para los suelos con distintos usos tras la adición de 5 y de 30 $\mu\text{g mL}^{-1}$ de P.

ADICIÓN	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
5 $\mu\text{g mL}^{-1}$	0.05	0.07	0.18
30 $\mu\text{g mL}^{-1}$	0.32	0.57	1.76

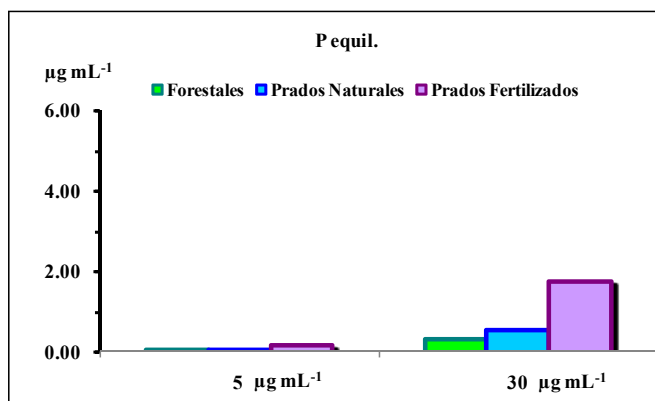


Figura 5.13.- Valores medios de la concentración de fósforo en equilibrio para los suelos con distintos usos tras la adición de 5 y de 30 $\mu\text{g mL}^{-1}$ de P.

5.2.3. Ordenada de la isoterma de Freundlich

Para estimar el P adsorbido a las superficies del suelo se suele trabajar con isotermas de adsorción, ya que éstas permiten calcular factores de intensidad (concentración de P en solución), de cantidad (P en fase sólida que puede equilibrarse con P en solución) y de capacidad de equilibrio (Holdford, 1991). El modelo de equilibrio más sencillo establece que hay un equilibrio entre el P en disolución y el P adsorbido según la siguiente relación, conocida como ecuación de Freundlich:

$$x = ac^b$$

Donde:

x = cantidad de P sorbido por unidad de peso

c = concentración de P

a y **b** = coeficientes característicos de cada suelo.

Desde el punto de vista teórico, el significado de esta ecuación incluye una serie de supuestos muy estrictos: define una monocapa de adsorción y considera que no hay interacciones laterales entre moléculas adsorbidas (Berkheiser *et al.*, 1980). Para facilitar los cálculos de los coeficientes **a** y **b** se aplican logaritmos neperianos a ambos lados de la ecuación, que entonces quedaría de la siguiente manera:

$$\text{Ln } x = \text{Ln } a c^b$$

$$\text{Ln } x = \text{Ln } a + \text{Ln } c^b$$

$$\text{Ln } x = \text{Ln } a + b \text{Ln } c$$

De esta forma:

Ln a es el valor de la ordenada en el origen y **b** es el valor de la pendiente que se obtienen al representar **Ln x** frente al **Ln c**.

La Tabla 5.12 recoge los valores medios obtenidos para los suelos bajo diferentes usos de la ordenada (**Ln a**) de la isoterma de Freundlich, valor que se considera que está relacionado con la adsorción máxima que puede presentar el suelo. El valor medio más alto de esta ordenada lo poseen los suelos forestales (9.92) y el valor medio más bajo, los prados fertilizados (6.26).

Tabla 5.12.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la ordenada en el origen (Ln a) de la isoterma de Freundlich obtenida para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Ln a	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	9.92 ^a	7.44 ^b	6.26 ^c
D.S.	3.01	1.33	0.88
INTERVALO	5.75-20.27	5.51-11.66	4.41-9.37

Los relativamente bajos valores de las desviaciones estándar (Tabla 5.12) hacen que los coeficientes de variación no sean muy elevados para los suelos bajo cualquiera de los tres usos (15, 21 y 29 % para los prados fertilizados, prados naturales y suelos forestales, respectivamente).

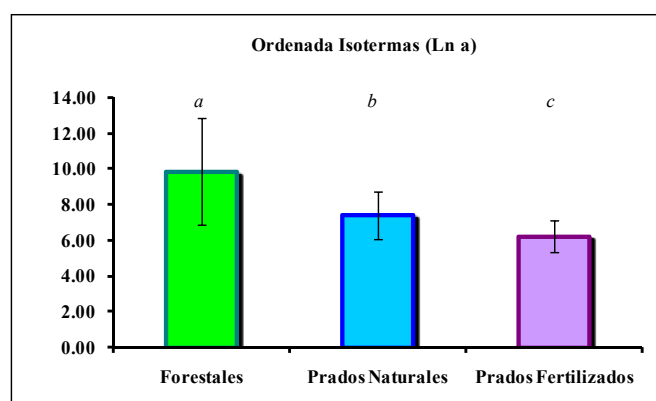


Figura 5.14.- Valores medios y desviaciones estándar de la ordenada en el origen (Ln a) de la isoterma de Freundlich obtenida para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

5.2.4. Grado de saturación en P

El grado de saturación en P del suelo se ha determinado usando las siguientes aproximaciones:

- Relación entre el P asimilable y el tamaño del complejo absorbente, para lo cual se obtiene el cociente entre el P extraído con bicarbonato (P total bic y P inorg bic, mg kg⁻¹), y la suma de Al y Fe extraíbles (mmoles kg⁻¹). Se obtienen así los índices PSD 1 y PSD 2, según se considere el P total bic o el P inorg bic, respectivamente.
- Relación entre el P asimilable y la adsorción máxima que puede presentar el suelo, para lo cual se calcula el cociente entre el P extraído con bicarbonato (P total bic y P inorg bic, mg kg⁻¹), con respecto al valor **Ln a**, esto es, el valor de la ordenada en el origen de la isoterma de Freundlich. Se obtienen así los índices PSD 3 y PSD 4, respectivamente, según se considere el valor de P total o de P inorgánico extraído con bicarbonato.

A efectos de una mejor comparación, todos los valores de los índices de saturación indicados en las tablas siguientes están multiplicados por 100 (quedando PSD 1 y PSD 2 expresados en cg moles⁻¹ y PSD 3 y PSD 4 en dg kg⁻¹).

En la Tabla 5.13 se recogen los valores correspondientes al índice de saturación PSD 1, para los suelos bajo diferentes usos. Los prados fertilizados son los que presentan el valor medio más elevado, 13.14 cg moles⁻¹, seguidos de los prados naturales cuyo valor medio es 1.7 veces menor (7.88 cg moles⁻¹) y, por último, de los suelos forestales que presentan un valor 6.8 veces inferior al de los prados fertilizados (1.92 cg moles⁻¹).

En la Figura 5.15 queda de manifiesto que las diferencias en el valor de este parámetro para los tres usos del suelo son estadísticamente significativas.

La variabilidad que presentan los suelos, puesta de manifiesto por los valores de la desviación estándar obtenidos para los suelos bajo cada uno de los usos (Tabla 5.13) es elevada, oscilando los coeficientes de variación entre el 73 % para los suelos forestales y los prados fertilizados y el 90 % que presentan los prados naturales.

Tabla 5.13.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 1 (cg moles⁻¹) obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 1	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	1.92 ^a	7.88 ^b	13.14 ^c
D.S.	1.41	7.09	9.63
INTERVALO	0.26-8.22	0.79-36.02	2.49-49.25

Si se analizan los intervalos de valores obtenidos para los diferentes grupos de suelos puede apreciarse que los valores para los suelos forestales (0.26-8.22 cg moles⁻¹) son claramente inferiores a los de los prados fertilizados (2.49-49.25 cg moles⁻¹), y que los prados naturales

presentan un intervalo de valores ($0.79\text{-}36.02\text{ cg moles}^{-1}$) más próximo al comportamiento de los prados fertilizados que al de los suelos forestales (Tabla 5.13).

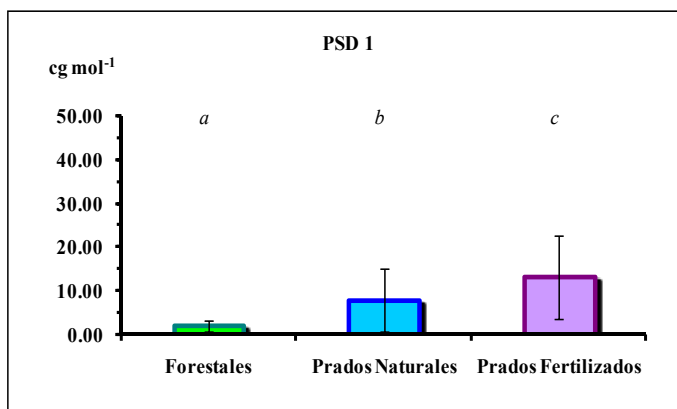


Figura 5.15.- Valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 1 obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En la Tabla 5.14 y en la Figura 5.16 se recogen los valores medios del índice de saturación PSD 2, obtenidos para los suelos bajo diferentes usos. Los prados fertilizados presentan el valor medio más elevado ($10.21\text{ cg moles}^{-1}$), siendo 10.7 veces superior al que presentan los suelos forestales ($0.95\text{ cg moles}^{-1}$) y 1.7 veces mayor que el de los prados naturales ($5.94\text{ cg moles}^{-1}$).

Tabla 5.14.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 2 (cg moles^{-1}) obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 2	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.95 ^a	5.94 ^b	10.21 ^b
D.S.	1.08	6.16	8.44
INTERVALO	0.11-7.45	0.30-27.31	0.13-45.70

A diferencia de lo que sucedía para el índice PSD 1, los valores medios obtenidos para los prados naturales y los prados fertilizados no son significativamente diferentes, como reflejan los valores mostrados en la Figura 5.16. La variabilidad de los valores obtenidos para los suelos bajo los tres usos es elevada, siendo los coeficientes de variación superiores al 100 % en el caso de los suelos forestales y los prados naturales (114 % y 104 %, respectivamente). Los prados fertilizados presentan un coeficiente menor, aunque también bastante elevado (83 %).

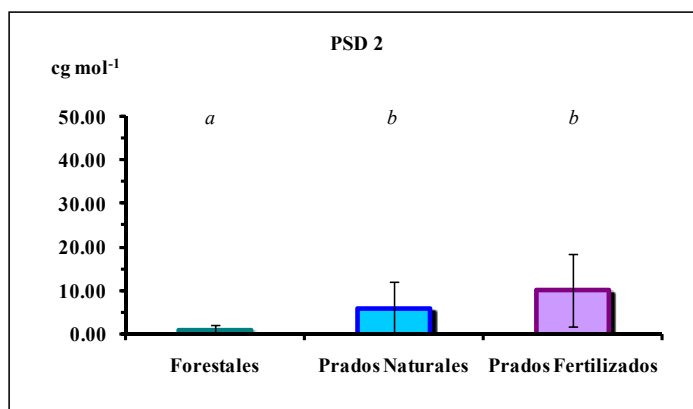


Figura 5.16.- Valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 2 obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5%.

Al evaluar los valores medios del índice de saturación PSD 3 (Tabla 5.15; Figura 5.17), se observa que la tendencia es la misma que la indicada para los índices de saturación PSD 1 y PSD 2, pues los prados fertilizados presentan el valor medio más elevado ($619.20 \text{ dg kg}^{-1}$), que es 2.0 veces el que presentan los prados naturales ($303.63 \text{ dg kg}^{-1}$) y 9.6 veces el que presentan los suelos forestales, 64.60 dg kg^{-1} .

Tabla 5.15.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 3 (dg kg^{-1}) obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 3	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	64.60 ^a	303.63 ^b	619.20 ^c
D.S.	35.84	284.69	388.65
INTERVALO	8.59-153.57	31.79-1043.00	125.51-2221.35

Las diferencias entre los valores del índice PSD 3 obtenidos para los suelos de los tres usos son significativas aún a pesar de los altos valores de desviación estándar, ya que los valores medios obtenidos para cada uno de los usos son muy diferentes entre sí. La variabilidad de los valores del índice que presentan los suelos es elevada, como ponen de manifiesto los altos valores de la desviación estándar obtenidos (Tabla 5.15), de modo que los valores de los coeficientes de variación oscilan entre el 55 %, para los suelos forestales, y el 94 % para los prados naturales.

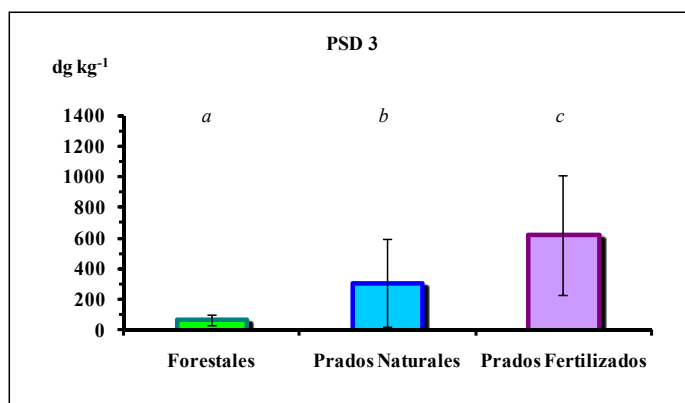


Figura 5.17.- Valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 3 obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

De forma semejante a los casos anteriores, al evaluar los índices de saturación PSD 4 (Tabla 5.16, Figura 5.18), se observa que los prados fertilizados presentan el valor medio más elevado ($483.82 \text{ dg kg}^{-1}$), valor que es 2.1 veces el de los prados naturales ($226.87 \text{ dg kg}^{-1}$) y 15.4 veces el que presentan los suelos forestales (31.46 dg kg^{-1}).

Como cabía esperar dada la amplitud de las diferencias entre los valores medios del índice PSD 4 obtenida para los tres usos del suelo, dichas diferencias son significativas, como se refleja en la Figura 5.18.

Tabla 5.16.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 4 (dg kg^{-1}) obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 4	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	31.46 ^a	226.87 ^b	483.82 ^c
D.S.	25.52	248.13	350.26
INTERVALO	4.43-139.13	13.24-1063.78	3.39-2061.17

En los tres tipos de suelo las desviaciones estándar son elevadas (Tabla 5.16); consecuentemente, los coeficientes de variación también lo son, oscilando entre el 72 % para los prados fertilizados y el 109 % para los prados naturales. Los suelos forestales presentan una variabilidad intermedia (coeficiente de variación del 81 %).

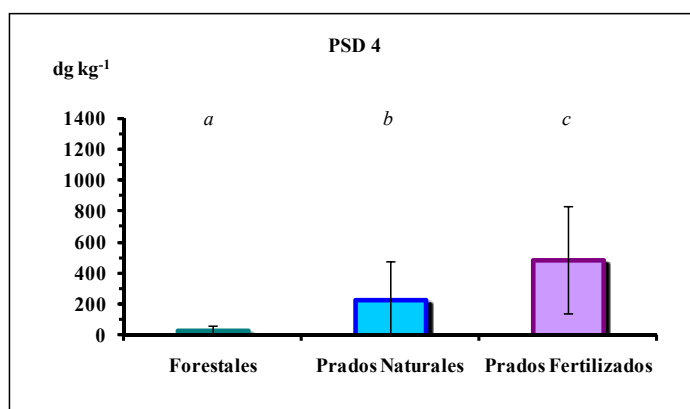


Figura 5.18.- Valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 4 obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5%.

5.2.5. Influencia de la relación suelo – extractante en la desorción del P

5.2.5.1. Desorción de P a la relación 1:100

La Tabla 5.17 muestra las concentraciones medias y los intervalos de variación del P total desorbido, y en ella puede apreciarse que los prados fertilizados son los que ofrecen mayores valores (0.14 mg L^{-1}), seguidos de los prados naturales (0.07 mg L^{-1}) y de los suelos forestales, donde el valor medio es de 0.04 mg L^{-1} .

Al comparar los intervalos de valores obtenidos para el anterior parámetro, queda de manifiesto que el comportamiento de los prados naturales ($0.02\text{-}0.17 \text{ mg L}^{-1}$) está más cercano al de los suelos forestales (cuyo intervalo de variación abarca entre 0.01 y 0.13 mg L^{-1}) que al de los prados fertilizados ($0.02\text{-}0.54 \text{ mg L}^{-1}$).

Tabla 5.17.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el P total (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:100 (TP 1:100), para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

TP 1:100	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.04 ^a	0.07 ^b	0.14 ^c
D.S.	0.02	0.03	0.10
INTERVALO	0.01-0.13	0.02-0.17	0.02-0.54

En la Tabla 5.17 se puede observar el fuerte incremento que sufre el P desorbido para la dilución 1:100 en los prados fertilizados en relación a los otros dos usos del suelo y que las diferencias son significativas entre los tres usos del suelo para un nivel de confianza del 99.5 %.

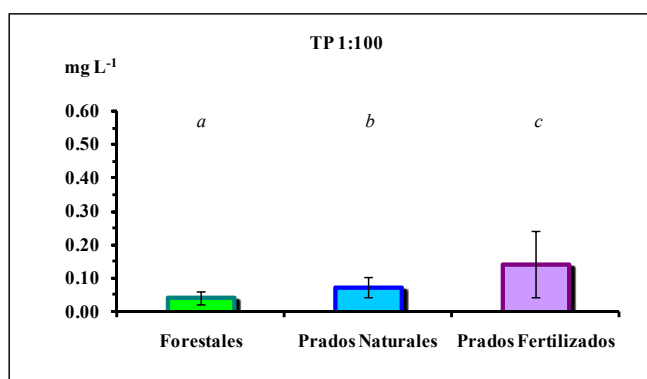


Figura 5.19.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el de P total desorbido por los suelos, dilución 1:100 (TP 1:100), para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

De forma semejante a la anterior, se analizan los datos que aparecen en la Tabla 5.18 y que se corresponden con el MRP desorbido, también para una dilución 1:100, por los suelos bajo diferentes usos, donde se observa que los menores valores medios los presentan los suelos forestales (0.02 mg L^{-1}) y los mayores los prados fertilizados (0.07 mg L^{-1}), presentando los prados naturales un valor intermedio de 0.03 mg L^{-1} .

Tabla 5.18.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el MRP (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:100 (MRP 1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 1:100	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.02 ^a	0.03 ^b	0.07 ^c
D.S.	0.01	0.03	0.07
INTERVALO	0.00-0.05	0.00-0.13	0.00-0.35

Como se comprueba en la Figura 5.20, las diferencias entre los tres tipos de suelos son estadísticamente significativas. Los prados fertilizados y los prados naturales presentan una variabilidad elevada ya que los valores de la desviación estándar son muy altos (Tabla 5.18), por lo que el coeficiente de variación es del 100 %, mientras que la variabilidad de los suelos forestales es menor, ya que la desviación estándar es 0.01 y el coeficiente de variación es del 50 %. Al comparar los intervalos de variación obtenidos para los tres usos, se observa que los valores de los suelos forestales (0.00-0.05) son claramente inferiores a los de los prados fertilizados (0.00-0.35) y que los prados naturales presentan un intervalo (0.00-0.13) más próximo al comportamiento de los suelos forestales que al de los prados fertilizados.

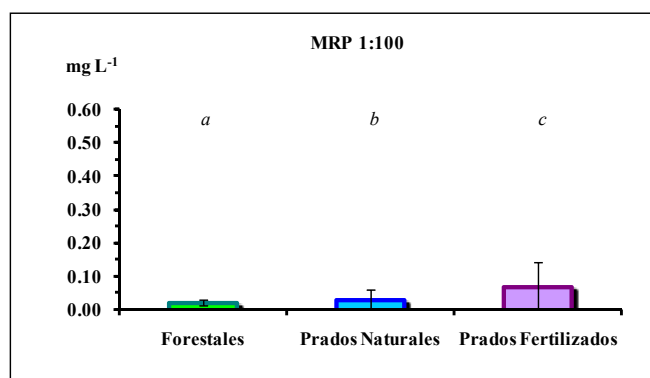


Figura 5.20.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el MRP desorbido por los suelos, dilución 1:100 (MRP 1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Cuando se analizan los valores correspondientes al P particulado (Tabla 5.19, Figura 5.21), esto es, la diferencia entre el P total y el MRP desorbido, vemos que, al igual que en los dos casos anteriores, el valor medio más alto lo presentan los prados fertilizados (0.07 mg L^{-1}), seguidos de los prados naturales (0.04 mg L^{-1}) y, por último, de los suelos forestales (0.02 mg L^{-1}).

Tabla 5.19.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el P particulado (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:100 (PP 1:100), para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PP 1:100	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.02 ^a	0.04 ^b	0.07 ^c
D.S.	0.02	0.02	0.05
INTERVALO	0.00-0.10	0.00-0.08	0.00-0.22

En la Figura 5.21 queda constancia de que las diferencias que existen entre los suelos forestales, los prados naturales y los prados fertilizados son estadísticamente significativas. También se puede observar (Tabla 5.19) que las desviaciones estándar son bastante elevadas en todos los casos, siendo el coeficiente de variación más elevado el de los suelos forestales, con un valor del 100 %.

Cabe indicar que los prados naturales presentan un intervalo de variación ($0.00\text{-}0.08 \text{ mg L}^{-1}$), que se aproxima más al intervalo que presentan los suelos forestales ($0.00\text{-}0.10 \text{ mg L}^{-1}$) que al de los prados fertilizados ($0.00\text{-}0.22 \text{ mg L}^{-1}$). Del mismo modo se verifica que los valores coincidentes entre los prados fertilizados y los suelos forestales son muy escasos (Tabla 5.19).

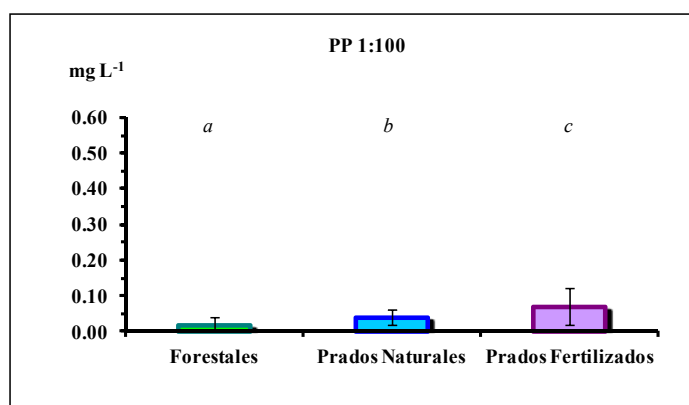


Figura 5.21.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el de P particulado desorbido por los suelos, dilución 1:100 (PP 1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Haciendo un análisis global, se puede concluir que el P total, el MRP y el P particulado siguen la misma tendencia en cuanto a los valores medios, pues todos presentan el valor medio máximo para los prados fertilizados y el mínimo para los suelos forestales.

5.2.5.2. Desorción de P a la relación 1:20

Seguidamente se exponen los datos de desorción de P cuando se considera una relación suelo:agua 1:20 tras 30 minutos de extracción.

En primer lugar se indican los valores que presenta el P total desorbido, donde el valor medio más alto lo presentan los prados fertilizados, 0.53 mg L⁻¹, y el más bajo los suelos forestales, 0.10 mg L⁻¹ (Tabla 5.20).

Atendiendo a la Figura 5.22, se comprueba que las diferencias entre los tres usos del suelo son estadísticamente significativas. Los coeficientes de variación, derivados de los valores de la desviación estándar (Tabla 5.20), toman valores entre el 57 %, para los prados naturales, y el 66 %, para los prados fertilizados.

Tabla 5.20.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el P total (mg L⁻¹) desorbido por los suelos, dilución 1:20 (TP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

TP 1:20	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.10 ^a	0.23 ^b	0.53 ^c
D.S.	0.06	0.13	0.35
INTERVALO	0.02-0.31	0.06-0.61	0.09-1.95

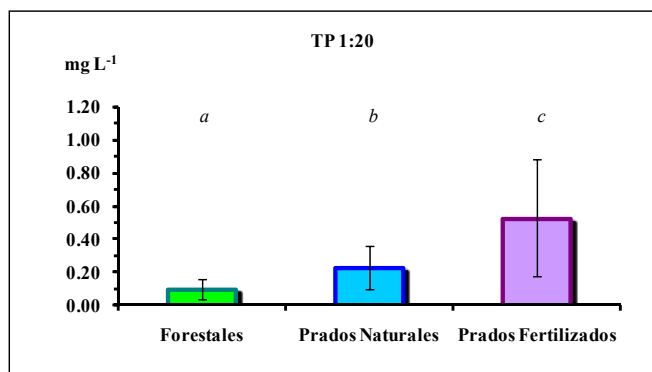


Figura 5.22.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el P total desorbido por los suelos, dilución 1:20 (TP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

El intervalo de variación del P total desorbido para una dilución 1:20 (Tabla 5.20) obtenido para los suelos forestales (0.02-0.31 mg L⁻¹) es claramente inferior al de los prados, tanto naturales (0.06-0.61 mg L⁻¹) como fertilizados (0.09-1.95 mg L⁻¹).

En relación al MRP desorbido, también para la dilución 1:20, se observa (Tabla 5.21, Figura 5.23) que, al igual que para el P total, los valores medios más elevados los presentan los prados fertilizados (0.11 mg L⁻¹) y los más bajos los suelos forestales (0.02 mg L⁻¹).

Tabla 5.21.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el MRP (mg L⁻¹) desorbido por los suelos, dilución 1:20 (MRP 1:20), para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 1:20	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.02 ^a	0.04 ^a	0.11 ^b
D.S.	0.02	0.03	0.14
INTERVALO	0.00-0.09	0.00-0.17	0.00-0.71

Existen diferencias significativas entre los valores de MRP desorbido para la dilución 1:20 de los suelos forestales y los prados naturales con respecto a los de los prados fertilizados, como queda reflejado en la Tabla 5.21 y en la Figura 5.23.

Cabe destacar que los valores de este parámetro obtenidos para los prados fertilizados presentan una desviación típica mayor que el valor medio (Tabla 5.21), por lo que su coeficiente de variación es del 127 %, frente al 100 % de los suelos forestales y el 75 % de los prados naturales.

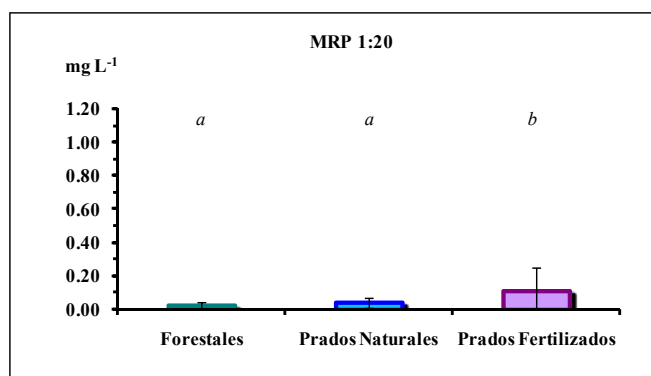


Figura 5.23.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidas para el de MRP desorbido por los suelos, dilución 1:20 (MRP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Los intervalos de valores obtenidos para los suelos forestales (0.00-0.09 mg L⁻¹) y los prados fertilizados (0.00-0.71 mg L⁻¹) son claramente diferentes entre sí, y el intervalo de valores de los prados naturales (0.00-0.17 mg L⁻¹) es intermedio al de los otros dos grupos de suelos, aunque más próximos al de los suelos forestales que al de los prados fertilizados (Tabla 5.21).

Tabla 5.22.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el P particulado (mg L⁻¹) desorbido por los suelos, dilución 1:20 (PP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PP 1:20	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.08 ^a	0.19 ^b	0.42 ^c
D.S.	0.05	0.13	0.27
INTERVALO	0.00-0.26	0.05-0.55	0.00-1.45

Al llevar a cabo el análisis de los datos de P particulado desorbido para una dilución 1:20, la tendencia continúa siendo la misma que se ha visto hasta ahora, presentando los prados fertilizados los valores medios más altos (0.42 mg L⁻¹), frente a los de los suelos forestales (0.08 mg L⁻¹) que presentan los valores medios más bajos y estando los prados naturales en una situación intermedia, con un valor medio de 0.19 mg L⁻¹.

En esta ocasión, como ocurría para el P total, sí existen diferencias significativas entre los valores medios obtenidos para los tres usos del suelo (Tabla 5.22, Figura 5.24), presentando una variabilidad muy similar en los tres casos (Tabla 5.22), de modo que el coeficiente de variación oscila entre el 63 % para los suelos forestales y el 68 % para los prados naturales. Los intervalos de variación del P particulado desorbido, dilución 1:20, son claramente diferentes entre los tres usos del suelo: los suelos forestales presentan un intervalo entre 0.00-0.26 mg L⁻¹, inferior al de

los prados naturales (que abarca desde 0.05 hasta 0.55 mg L⁻¹) distanciándose ambos del intervalo de los prados fertilizados que es mucho más amplio, pues va desde 0.00 hasta 1.45 mg L⁻¹ (Tabla 5.22).

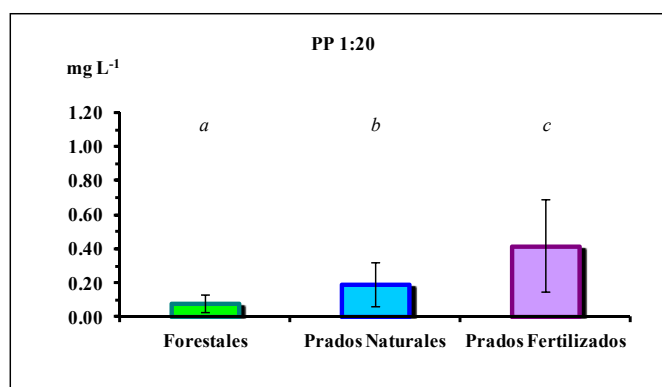


Figura 5.24.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el P particulado desorbido por los suelos, dilución 1:20 (PP 1:20), para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Si se comparan los valores de desorción obtenidos para las dos diluciones puede indicarse que en los suelos de Fervenza todas las formas de P (P total, MRP y P particulado) incrementan la concentración de P desorbido para la dilución 1:20 frente al desorbido para la dilución 1:100 (Figura 5.25).

Tabla 5.23.- Valores medios de P total, MRP y P particulado (mg L⁻¹) desorbido por los suelos, dilución 1:100 y dilución 1:20, para los suelos bajo diferentes usos.

		FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
1:100	P total	0.04	0.07	0.14
	MRP	0.02	0.03	0.07
	P particulado	0.02	0.04	0.07
1:20	P total	0.10	0.23	0.53
	MRP	0.02	0.04	0.11
	P particulado	0.08	0.19	0.42

Las proporciones entre el P total y el P particulado desorbido no se cumplen para las dos relaciones suelo:agua. Así, mientras para la dilución 1:100 el P total desorbido se corresponde con el doble del P particulado, para la dilución 1:20 estas diferencias son menores. En el caso del P particulado, para la dilución 1:100 el valor que presentan los prados fertilizados coincide con el del MRP (0.07 mg L⁻¹); esta coincidencia también se da para los suelos forestales, que presentan en ambos casos un valor de 0.02 mg L⁻¹. Sin embargo, para la dilución 1:20, en los prados fertilizados la desorción de fósforo particulado es sensiblemente mayor que la de MRP (0.42 mg

L^{-1} y 0.11 mg L^{-1} , respectivamente), reflejando una mayor facilidad de extracción del fósforo particulado si se produjesen lluvias intensas y poniendo de manifiesto la relación que existe entre la erosión del suelo y el riesgo de eutrofización de las aguas.

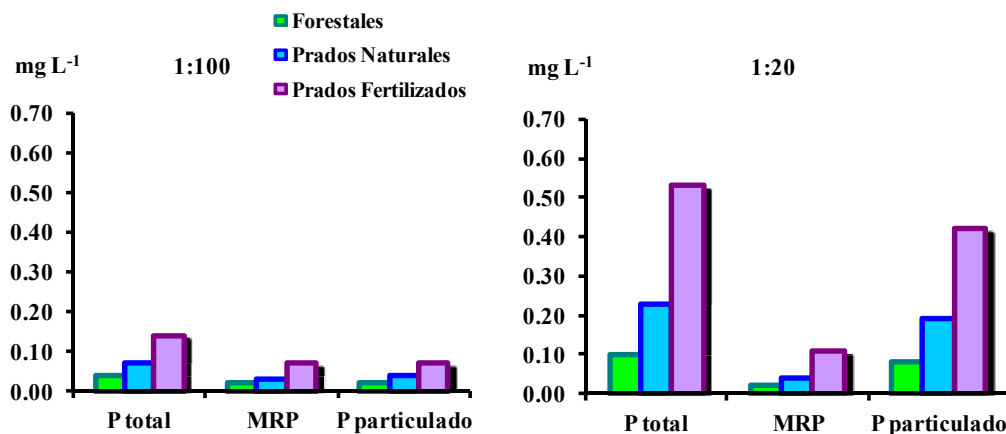


Figura 5.25.- Valores medios de P total, MRP y P particulado desorbido por los suelos, dilución 1:100 y dilución 1:20, para los suelos bajo diferentes usos.

5.2.6. Influencia del tiempo de desorción sobre la liberación del MRP

En este apartado se indican los valores de MRP desorbido del suelo, en función del tiempo de extracción (5, 30 y 120 minutos) para una relación suelo:agua 1:20.

5.2.6.1.- Desorción a los 5 minutos

En primer lugar se muestran los valores de MRP a los 5 minutos de extracción (MRP 5 min), donde los valores medios más altos los presentan los prados fertilizados (0.08 mg L^{-1}) y los más bajos los suelos forestales (0.01 mg L^{-1}) mientras que los prados naturales presentan un comportamiento intermedio, con un valor medio de 0.02 mg L^{-1} (Tabla 5.24, Figura 5.26).

Tabla 5.24.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el MRP (mg L^{-1}) desorbido por los suelos bajo diferentes usos a los 5 minutos de extracción (MRP 5 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 5 min	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.01 ^a	0.02 ^a	0.08 ^b
D.S.	0.02	0.03	0.10
INTERVALO	0.00-0.09	0.00-0.16	0.00-0.52

Como queda de manifiesto en la Figura 5.26, existen diferencias significativas entre los valores de MRP 5 min obtenidos para los prados fertilizados y los obtenidos para los suelos

dedicados a los otros dos usos. Los valores de desviación estándar (Tabla 5.24) y, por consiguiente los coeficientes de variación, que presentan los tres grupos de suelos son muy elevados, siendo el menor el de los prados fertilizados con un valor del 125 %, que es claramente superado por el coeficiente del 200 % que presentan los suelos forestales.

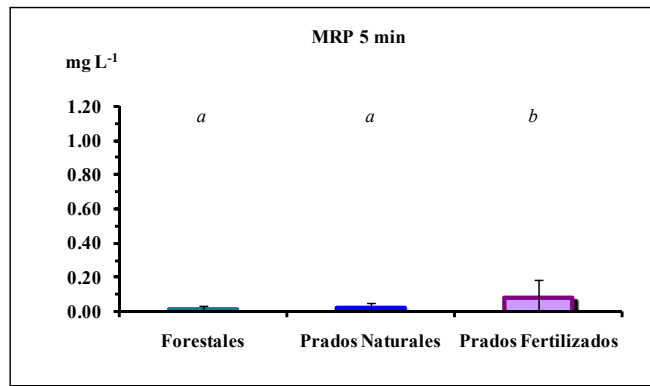


Figura 5.26.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el de MRP desorbido por los suelos bajo diferentes usos a los 5 minutos de extracción (MRP 5 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Como cabía esperar, el intervalo de valores de MRP 5 min obtenido para los suelos forestales (0.00-0.09 mg L⁻¹) es inferior al intervalo obtenido para los prados fertilizados (0.00-0.52 mg L⁻¹), y el intervalo de valores de los prados naturales (0.00-0.16 mg L⁻¹) es intermedio al de los otros dos, aunque quedando muy por debajo del de los prados fertilizados.

5.2.6.2. Desorción a los 30 minutos

Similarmenete al parámetro indicado en el apartado anterior, el valor medio más alto de MRP desorbido a los treinta minutos (MRP 30 min) lo presentan los prados fertilizados (0.11 mg L⁻¹), seguidos de los prados naturales (0.04 mg L⁻¹) y, a continuación, de los suelos forestales (0.02 mg L⁻¹).

Tabla 5.25.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el de MRP (mgL⁻¹) desorbido por los suelos bajo diferentes usos a 30 minutos de extracción (MRP 30 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 30 min	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.02 ^a	0.04 ^a	0.11 ^b
D.S.	0.02	0.03	0.14
INTERVALO	0.00-0.09	0.00-0.17	0.00-0.71

No existen diferencias significativas entre los valores de MRP 30 min de los suelos forestales y los de los prados naturales, pero sí existen entre los valores obtenidos para ambos tipos de usos y los obtenidos para los prados fertilizados (Tabla 5.25, Figura 5.27). En todos los casos, las desviaciones estándar presentan unos valores muy elevados, incluso mayores que los valores medios, como sucede en los prados fertilizados donde el valor medio es de 0.11 mg L^{-1} y la desviación es de 0.14 mg L^{-1} , lo que demuestra la alta variabilidad existente y que se refleja en los coeficientes de variación, que son el 75 % para los prados naturales y el 127 % para los prados fertilizados (Tabla 5.25).

Puede observarse que el intervalo de valores de MRP desorbido que presentan los suelos forestales ($0.00\text{-}0.09 \text{ mg L}^{-1}$) es claramente inferior al obtenido para los prados naturales ($0.00\text{-}0.17 \text{ mg L}^{-1}$) y, en mayor medida, al de los prados fertilizados ($0.00\text{-}0.71 \text{ mg L}^{-1}$). Del mismo modo, los prados fertilizados se distancian de los prados naturales pues presentan valores muy superiores a estos últimos (Tabla 5.25).

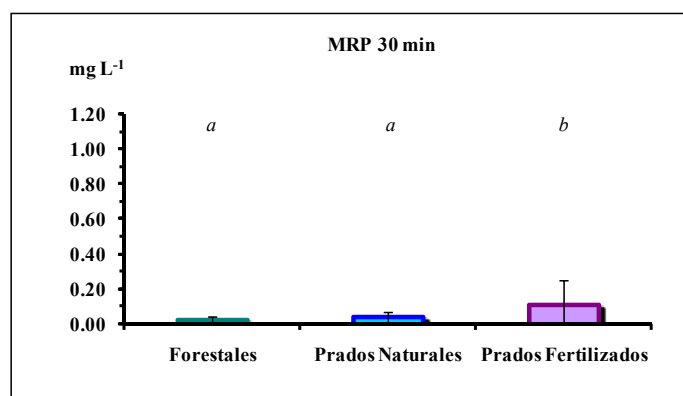


Figura 5.27.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el de MRP desorbido por los suelos bajo diferentes usos a los 30 minutos de extracción (MRP 30 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

5.2.6.3. Desorción a los 120 minutos.

Al igual que en los casos anteriores, el valor medio más alto de MRP desorbido a los 120 minutos (MRP 120 min) lo presentan los prados fertilizados (0.12 mg L^{-1}), seguidos de los prados naturales (0.04 mg L^{-1}) y de los suelos forestales (0.03 mg L^{-1}), tal como se observa en la Figura 5.28 y en la-Tabla 5.26.

Como se observa en la Figura 5.28, las diferencias entre los valores medios de MRP 120 min de los prados fertilizados con respecto a los de los prados naturales y los de los suelos forestales son significativas. En todos los casos se observan unos valores de desviación estándar muy altos (Tabla 5.26), lo que da lugar a coeficientes de variación elevados, con valores del 100

% para los prados naturales, el 125 % para los prados fertilizados y el 133 % para los suelos forestales.

Tabla 5.26.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidas para el MRP (mg L^{-1}) desorbido por los suelos bajo diferentes usos a los 120 minutos de extracción (MRP 120 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 120 min	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.03 ^a	0.04 ^a	0.12 ^b
D.S.	0.04	0.04	0.15
INTERVALO	0.00-0.28	0.00-0.26	0.00-0.75

Por lo tanto, continúa la misma tendencia que se apreciaba para los tiempos de extracción de 5 y 30 minutos donde la variabilidad también era muy elevada.

El intervalo de valores de MRP 120 min desorbido (Tabla 5.26) obtenidos para los suelos forestales (0.00-0.28 mg L^{-1}) es muy inferior al que presentan los prados fertilizados (0.00-0.75 mg L^{-1}), pero es ligeramente superior al que presentan los prados naturales (0.00-0.26 mg L^{-1}).

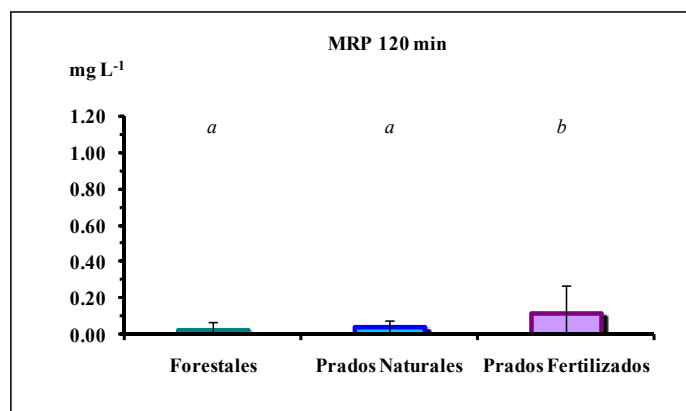


Figura 5.28- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el de MRP desorbido por los suelos bajo diferentes usos a los 120 minutos de extracción (MRP 120 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Para hacer un análisis más exhaustivo de la influencia del uso sobre los valores de MRP desorbido, se compara lo que ocurre a los tres tiempos de extracción ensayados para los suelos de cada uso.

En la Figura 5.29 se representan los valores de MRP desorbido a los 5, 30 y 120 minutos por los suelos para una relación suelo:agua de 1:20. Para los tres tiempos se mantiene la misma tendencia: las mayores concentraciones medias de fósforo se dan en los prados fertilizados y las más bajas las presentan los suelos forestales.

Tabla 5.27.- Valores medios anuales obtenidos para el MRP (mg L^{-1}) desorbido por los suelos bajo diferentes usos a diferentes tiempos de extracción.

	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
5 min	0.01	0.02	0.08
30 min	0.02	0.04	0.11
120 min	0.03	0.04	0.12

Aunque en todos los casos se produce un aumento de la concentración con el tiempo de desorción, ésta se produce de forma más marcada para los prados fertilizados, en contraposición con los suelos forestales y los prados naturales, donde este aumento es mucho más suave, lo que podría indicar una liberación más lenta de fósforo en estos últimos suelos (Tabla 5.27, Figura 5.29).

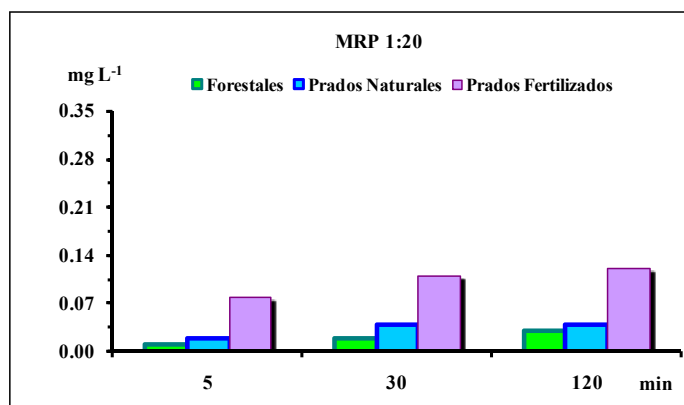


Figura 5.29.- Valores medios obtenidos para el MRP desorbido por los suelos bajo diferentes usos a diferentes tiempos de extracción.

5.2.7. Estudio cinético de la desorción

En este apartado se describen los parámetros del ajuste de los valores de P desorbido a los 5, 30 y 120 minutos a la ecuación cinética doble logarítmica. Se emplea la ecuación doble logarítmica para describir la liberación de P por el suelo, similarmente a lo indicado por Havlin y Westfall (1985) para explicar la liberación de potasio (García-Rodeja, 1994). La ecuación potencial se suele escribir como:

$$y = P_0 t^k$$

y su transformación lineal daría la siguiente expresión:

$$\text{Ln } y = \text{Ln } P_0 + k \text{ Ln } t$$

En esta ecuación los parámetros cinéticos representan:

Ordenada en el origen ($\ln P_0$): Corresponde al \ln de la concentración de P desorbible cuando el tiempo de extracción es la unidad, en este caso, un minuto ($\ln 1 = 0$).

Pendiente (k): Representa la variación que sufre la concentración de P desorbido con el tiempo de desorción, esto es, la aptitud del suelo para mantener a lo largo del tiempo un valor constante de P desorbible (pendiente nula) o un valor variable (pendiente positiva, si las concentraciones se incrementan; pendiente negativa, si las mismas disminuyen con el tiempo de desorción).

En la Figura 5.30 se representan las cinéticas de desorción considerando los valores medios de desorción obtenidos a los diferentes tiempos para los suelos bajo diferentes usos. Se observa que los prados fertilizados son los que alcanzan valores más altos de desorción a lo largo de los tres tiempos de extracción estudiados (5, 30 y 120 minutos) y que los suelos forestales son los que presentan los valores más bajos.

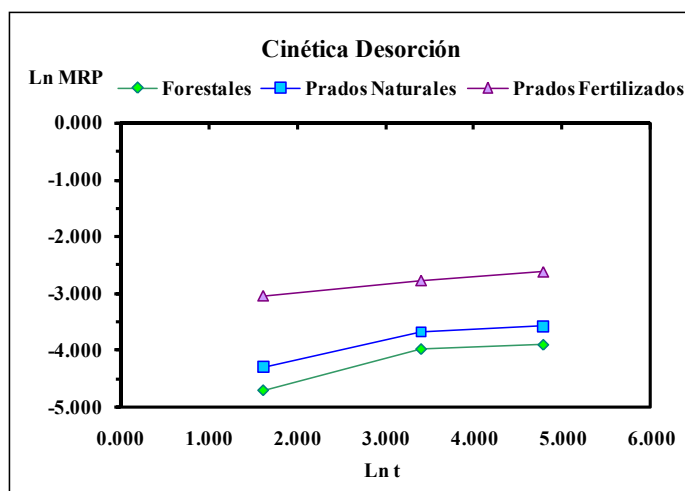


Figura 5.30.- Cinética de desorción para los valores medios del MRP desorbido para los suelos bajo diferentes usos (5, 30 y 120 minutos).

En la Tabla 5.28 se observa que los prados fertilizados presentan los mayores valores de fósforo desorbido a tiempo un minuto (P_0), siendo este valor (0.039 mg L^{-1}) 3.9 veces el obtenido para los prados naturales (0.010 mg L^{-1}) y 6.5 veces el obtenido para los suelos forestales (0.006 mg L^{-1}). Esto indica que los prados fertilizados tienen una mayor cantidad de fósforo inicialmente desorbible.

Los suelos forestales presentan una mayor pendiente (0.259) que los prados naturales (0.231) y que los prados fertilizados (0.135), lo que, en un principio, indicaría que en estos suelos las pérdidas de fósforo podrían ser más rápidas que en los suelos bajo los otros dos usos (Tabla 5.28).

Tabla 5.28.- Valores medios de los parámetros de la ecuación cinética doble logarítmica de la desorción del MRP obtenidos para los suelos bajo diferentes usos.

	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
P_0	0.006	0.010	0.039
$LN P_0$	-5.047	-4.609	-3.256
PENDIENTE	0.259	0.231	0.135
R^2	0.738	0.734	0.683

Aunque esto podría dar lugar a conclusiones erróneas, hay que recordar que además de los valores de la pendiente también hay que tener en cuenta las concentraciones de P iniciales, pues de ellas va a depender la cantidad de P que se desorbe en cada suelo. Cabe indicar que dichas concentraciones iniciales son mucho menores en los suelos forestales que en los suelos bajo los demás usos y, por lo tanto, aunque la desorción se produzca de forma más rápida la concentración desorbida será menor.

5.2.8. Estudio de la concentración de P en función de la relación suelo:agua

Para evaluar la relación que existe entre el P desorbido y la dilución se ha tenido en cuenta lo indicado por Øgaard (1995), quien considera que la ecuación que describe la variación de la concentración de P en solución (Y , ya sea TP, MRP o PP) con la relación suelo:agua (Z) es de la forma:

$$Y = m + n \log Z$$

siendo m la constante que describe la concentración de P a la relación de extracción 1:1 ($\log Z=0$), y n la constante que describe la velocidad a que disminuye la concentración de P a medida que se incrementa la relación suelo:agua.

En la Tabla 5.29 se recogen los valores de la ordenada (m) obtenidos para el P total desorbido para los suelos bajo diferentes usos. Los prados fertilizados presentan el valor medio de m más elevado (1.25 mg L^{-1}), siendo 5.8 veces superior al que presentan los suelos forestales (0.22 mg L^{-1}) y 2.4 veces al de los prados naturales (0.52 mg L^{-1}).

Tabla 5.29.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir del P total desorbido (mg L^{-1}) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.22 ^a	0.52 ^b	1.25 ^c
D.S.	0.14	0.35	0.89
INTERVALO	0.00-0.69	0.11-1.54	0.00-5.08

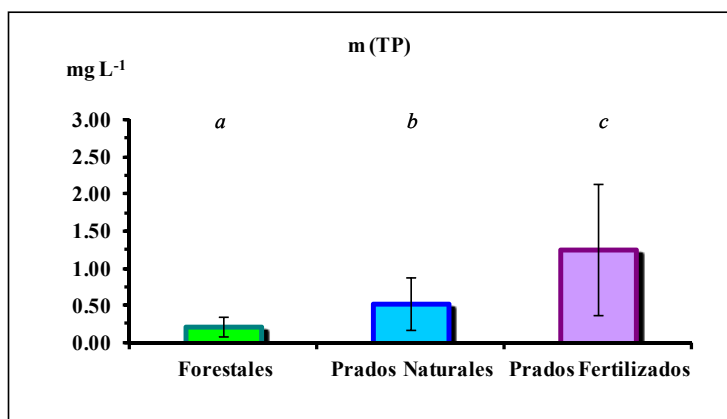


Figura 5.31.- Valores medios y desviaciones estándar de la ordenada m estimados a partir de la desorción de P total para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En la Figura 5.31 se pone de manifiesto que las diferencias entre los valores de la ordenada (m) obtenidos para el P total desorbido para los tres usos del suelo son estadísticamente significativas. Los suelos forestales y los prados naturales presentan unos valores de desviación estándar y, por consiguiente, de los coeficientes de variación muy similares, 64 % y 67 % respectivamente, mientras que los prados fertilizados presentan tanto una desviación como un coeficiente de variación ligeramente más elevado, del 71 % (Tabla 5.29).

De forma semejante a la anterior tabla, en la Tabla 5.30 se indican los valores de la ordenada (m) de la ecuación descrita por Øgaard, obtenidos para la desorción del MRP para los diferentes suelos. El valor medio más bajo lo presentan los suelos forestales (0.04 mg L^{-1}) y el más elevado los prados fertilizados (0.19 mg L^{-1}), estando los prados naturales en una posición intermedia con un valor medio de 0.05 mg L^{-1} , aunque mucho más cercanos a los suelos forestales que a los prados fertilizados.

Tabla 5.30.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir del MRP desorbido (mg L^{-1}) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.04 ^a	0.05 ^a	0.19 ^b
D.S.	0.04	0.05	0.26
INTERVALO	0.00-0.21	0.00-0.26	0.00-1.42

Las diferencias entre los valores obtenidos para los prados fertilizados y los obtenidos para los otros dos usos del suelo son significativas, como queda reflejado en la Figura 5.32 y en la Tabla 5.30. Como consecuencia de los elevados valores de las desviaciones estándar (Tabla 5.30),

los prados fertilizados presentan un coeficiente de variación alto, del 137 %, mientras que los suelos forestales y los prados naturales presentan un coeficiente de variación del 100 %.

De la observación de los intervalos de valores de m estimados a partir del MRP y obtenidos para los distintos suelos se pone de manifiesto que el rango de valores obtenidos para los suelos forestales (0.00-0.21 mg L⁻¹) es claramente inferior al de los prados fertilizados (0.00-1.42 mg L⁻¹), y que el rango de valores obtenido para los prados naturales (0.00-0.26 mg L⁻¹) es mucho más próximo al obtenido para los suelos forestales que al obtenido para los prados fertilizados.

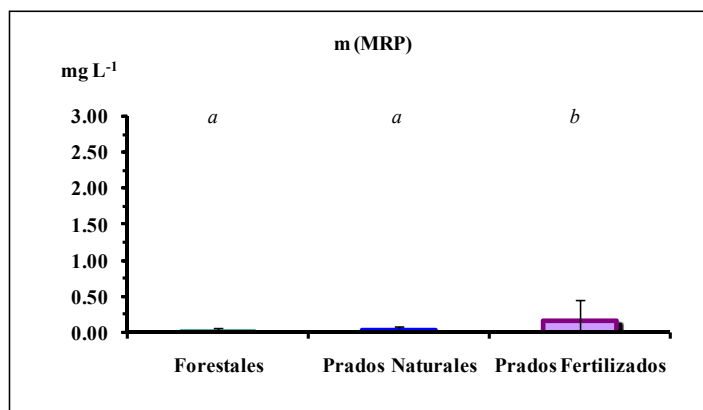


Figura 5.32.- Valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir de la desorción de MRP para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

A continuación se indican los datos del parámetro m estimados a partir de la desorción del fósforo particulado, PP (Tabla 5.31). Puede apreciarse que los prados fertilizados presentan los valores medios más elevados (1.07 mg L⁻¹) seguidos de los prados naturales (0.47 mg L⁻¹) y de los suelos forestales (0.18 mg L⁻¹).

Tabla 5.31.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir del P particulado desorbido (mg L⁻¹) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
VALOR MEDIO	0.18 ^a	0.47 ^b	1.07 ^c
D.S.	0.14	0.34	0.74
INTERVALO	0.00-0.64	0.09-1.46	0.00-4.16

En la Figura 5.33 queda de manifiesto que las diferencias entre los valores de m estimado a partir del P particulado desorbido obtenidos para los tres usos del suelo son estadísticamente significativas.

Los valores de desviación estándar obtenidos para los tres grupos de suelos (Tabla 5.31) indican que los suelos forestales son los que presentan una mayor variabilidad, siendo su coeficiente de variación del 78 %, seguidos de los prados naturales, que presentan un coeficiente del 72 %, y de los prados fertilizados cuyo coeficiente de variación es del 69 %.

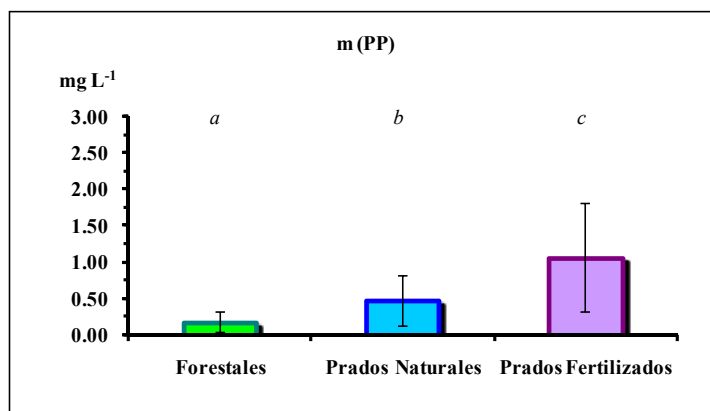


Figura 5.33.- Valores medios y desviaciones estándar de la ordenada m estimados a partir de la desorción de P particulado (PP) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Resumiendo lo dicho hasta ahora sobre el parámetro m , en la Figura 5.34 se representan los valores de dicho parámetro estimados a partir del P total, el MRP y el P particulado para los tres tipos de suelos, lo que permite apreciar de forma más rápida el comportamiento de los tres usos del suelo.

En esta figura se pone de manifiesto la pronunciada diferencia en los valores del parámetro m de los prados naturales y de los prados fertilizados con respecto a los valores de m de los suelos forestales obtenidos a partir de cualquiera de los tres tipos de P.

El valor de la concentración de P se incrementa claramente con el uso del suelo, siendo el MRP el que presenta los valores más bajos para los tres usos.

5.2.9. Pendiente de la ecuación descrita por Øgaard

En la Tabla 5.32 se recogen los valores de la pendiente (n) de la ecuación descrita por Øgaard. Este parámetro indica la rapidez con la que disminuye la concentración de P a medida que se incrementa la relación suelo:agua.

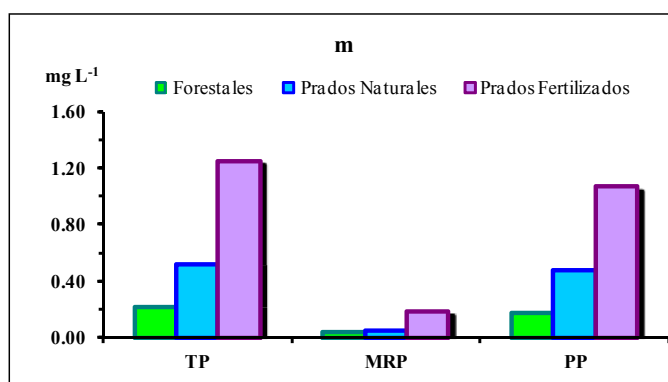


Figura 5.34.- Valores medios de la ordenada (m) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de P total, MRP y P particulado en función de la dilución para los suelos bajo diferentes usos.

Como se observa en dicha tabla, para las tres formas de P evaluado (TP, MRP, PP) el valor de la pendiente se hace más negativo a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo. Los prados fertilizados presentan los valores más negativos, seguidos de los prados naturales y de los suelos forestales.

Tabla 5.32.- Valores medios y desviaciones estándar de la pendiente (n) de la ecuación descrita por Øgaard para el P total (TP), el MRP y el P particulado (PP) en mg L^{-1} , para los suelos bajo diferentes usos.

n	FORESTALES	PRADOS NATURALES	PRADOS FERTILIZADOS
TP	-0.09 ± 0.07	-0.23 ± 0.16	-0.56 ± 0.42
MRP	-0.01 ± 0.02	-0.01 ± 0.02	-0.06 ± 0.10
PP	-0.08 ± 0.07	-0.24 ± 0.17	-0.50 ± 0.37

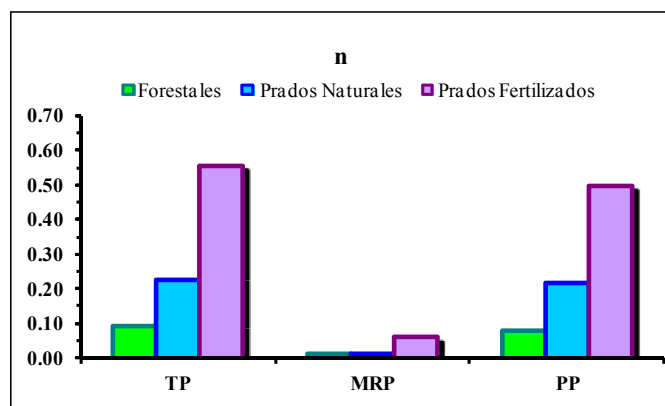


Figura 5.35.- Valores medios (en valores absolutos) del parámetro n de la ecuación de Øgaard para el P total (TP), el MRP y el P particulado (PP) para los suelos bajo diferentes usos.

5.3. Evolución anual de los parámetros relativos al fósforo en los suelos de los alrededores del embalse de Fervenza

5.3.1. *P total extraído con bicarbonato*

Suelos forestales: En los suelos forestales de Fervenza las cantidades medias de P total extraído con bicarbonato (P total bic) varían de forma muy ligera a lo largo de todo el año, presentando casi siempre un valor medio menor a 10 mg kg^{-1} (Figura 5.36).

Desde el mes de noviembre (4.34 mg kg^{-1}) hasta el mes de abril (5.04 mg kg^{-1}) apenas existen variaciones en la cantidad media de P total bic. En mayo se produce un pequeño aumento en la concentración de P total bic (9.20 mg kg^{-1}), que disminuye de nuevo muy ligeramente en junio, coincidiendo con la llegada del verano (7.86 mg kg^{-1}). El incremento de la concentración más destacable se observa en julio (10.15 mg kg^{-1}), que se corresponde con el valor más elevado del año. Tras el incremento de julio, los valores tienden a disminuir de forma continua, de manera tal que en octubre se obtiene el valor más bajo de los meses estudiados (3.75 mg kg^{-1}). En noviembre del segundo año hay un moderado aumento (6.48 mg kg^{-1}).

Prados naturales: Los prados naturales presentan a lo largo de todo el año cantidades medias de P total bic más elevadas que los suelos forestales (Figura 5.36).

De forma similar a lo observado para los suelos forestales, apenas existen variaciones entre los meses de noviembre y abril. Con la llegada del invierno, en diciembre, se produce un descenso muy ligero de la cantidad de P total extraíble (9.28 mg kg^{-1}). Esta tendencia varía en enero, pues hay un incremento en los valores hasta 11.41 mg kg^{-1} , disminuyendo de forma continua en los meses de febrero (8.00 mg kg^{-1}) y marzo (6.74 mg kg^{-1}), siendo este último mes el que presenta el valor más bajo del año. En abril se produce un incremento en la concentración de P total bic (10.40 mg kg^{-1}), que continúa durante los meses de verano, culminando en julio con un valor de 33.98 mg kg^{-1} y que se corresponde con el pico de concentración más pronunciado de los meses estudiados. Coincidiendo con la entrada del otoño, en septiembre, hay un descenso muy abrupto de las concentraciones de P total bic (14.78 mg kg^{-1}), descenso que continúa en octubre (8.44 mg kg^{-1}), para aumentar de nuevo la concentración de P total bic en noviembre del segundo año (9.58 mg kg^{-1}).

En general, el comportamiento de todos los prados naturales es bastante homogéneo, presentando los valores obtenidos en los meses de noviembre (primer muestreo), junio y julio las desviaciones estándar más elevadas (Figura 5.36).

Prados fertilizados: Como cabría esperar, las cantidades medias de P total bic son notablemente mayores en los prados fertilizados que en los prados naturales y en los suelos forestales para todos los meses del año (Figura 5.36).

En los prados fertilizados entre los meses de noviembre y de abril el comportamiento coincide con el observado para los suelos forestales y los prados naturales. En diciembre se produce un descenso en la concentración de P total extraíble que alcanza un valor de 22.95 mg kg^{-1} y que, además, se corresponde con el mínimo anual. En enero se observa un considerable incremento del P total bic (39.08 mg kg^{-1}), que después continúa con una tendencia descendente hasta el mes de marzo (30.64 mg kg^{-1}), incrementándose de nuevo de manera importante en abril (42.74 mg kg^{-1}). Los prados fertilizados difieren en su comportamiento con respecto a los suelos forestales y a los prados naturales a partir de mayo, ya que en los primeros se observa un descenso en la cantidad de P total asimilable (40.45 mg kg^{-1}), que se acentúa en junio (30.88 mg kg^{-1}). En julio, de forma semejante a lo que ocurre para los otros dos usos del suelo, se produce un considerable incremento, alcanzando un valor de 65.22 mg kg^{-1} , que se corresponde con el valor máximo anual. Con el inicio del otoño descienden los valores paulatinamente (46.39 mg kg^{-1}) y esta tendencia se mantiene hasta noviembre, en que el contenido en P inorg bic (35.06 mg kg^{-1}) es algo mayor al obtenido en noviembre, al inicio del estudio.

5.3.2. P inorgánico extraído con bicarbonato

Suelos forestales: Los suelos forestales presentan cantidades medias de P inorgánico extraído con bicarbonato (P inorg bic) que oscilan entre 0.87 mg kg^{-1} y 5.99 mg kg^{-1} . Hay que indicar que desde noviembre hasta abril la concentración de P inorg bic está por debajo de 2.00 mg kg^{-1} (Figura 5.37).

El valor que presenta el P inorg bic en noviembre (primer muestreo) es bastante bajo (1.87 mg kg^{-1}) y se mantiene prácticamente constante hasta febrero (1.94 mg kg^{-1}). En marzo se produce un descenso, que culmina en el valor más bajo de los obtenidos a lo largo del año (0.87 mg kg^{-1}). En abril la tendencia cambia y se observa un aumento progresivo y constante durante la primavera y el verano, alcanzando en julio el máximo de concentración (5.99 mg kg^{-1}). En septiembre se produce una disminución en la concentración de P inorg bic (3.86 mg kg^{-1}), que se acentúa en octubre (2.52 mg kg^{-1}), para incrementar de nuevo considerablemente en el mes de noviembre al final de la experiencia (5.04 mg kg^{-1}).

Prados naturales: La cantidad media de P inorg bic es mayor en los prados naturales que en los suelos forestales en todos los meses estudiados (Figura 5.37). De forma semejante a lo encontrado para los suelos forestales, con la entrada del invierno, en diciembre, se produce un descenso en la concentración de P inorg bic (3.34 mg kg^{-1}), pero esta tendencia cambia en enero, observándose un ligero aumento hasta un valor de 4.61 mg kg^{-1} , que posteriormente irá disminuyendo de forma paulatina y progresiva hasta alcanzar el valor mínimo anual en el mes de abril (1.03 mg kg^{-1}).

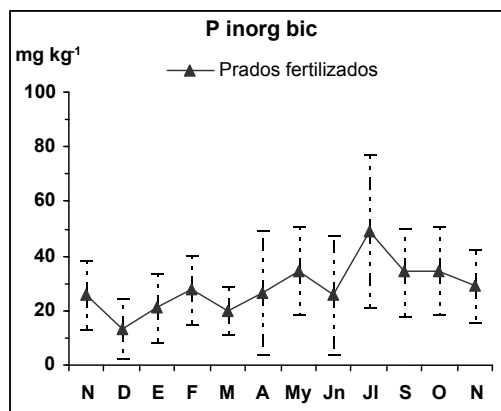
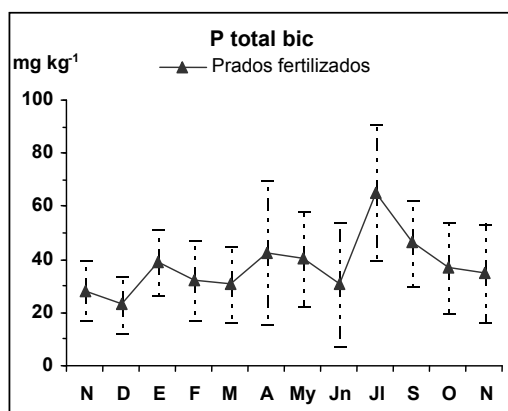
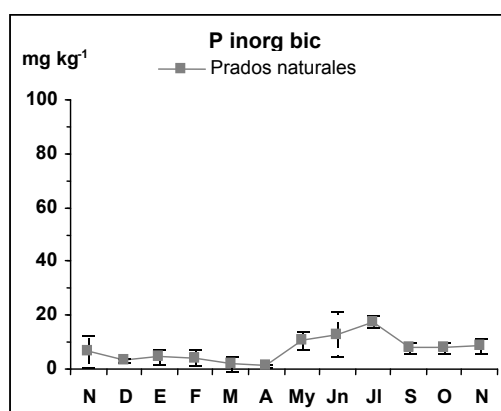
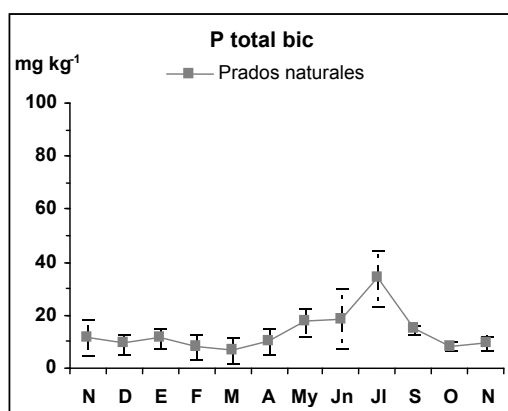
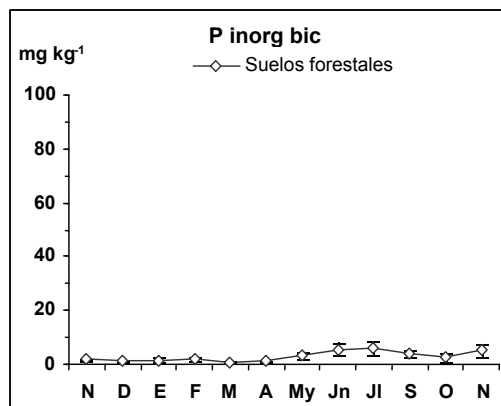
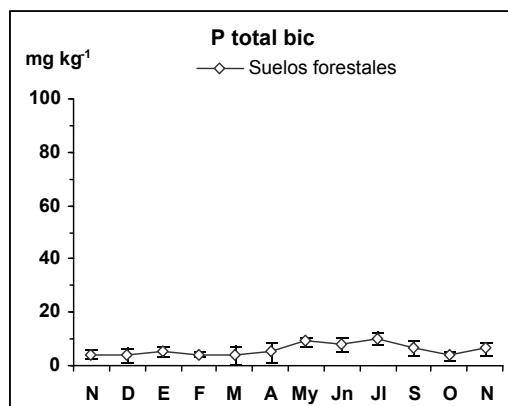


Figura 5.36.- Evolución anual de la concentración de P total extraído con bicarbonato, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

Figura 5.37.- Evolución anual de la concentración de P inorgánico extraído con bicarbonato, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

En mayo hay un incremento considerable, que culmina en julio con el valor más elevado de los observados durante todo el año (17.68 mg kg^{-1}). Coincidiendo con la entrada del otoño se produce, en septiembre, un descenso relativamente importante, ya que el contenido en P inorg bic se reduce casi a la mitad (8.13 mg kg^{-1}), seguido de un período en los meses de octubre y noviembre en el que apenas se observan variaciones, ya que en noviembre (segundo año) el contenido en P inorg bic es de 8.88 mg kg^{-1} .

Prados fertilizados: Los prados fertilizados presentan, a lo largo de todo el año, valores medios de P inorg bic bastante más elevados que los prados naturales y que los suelos forestales (Figura 5.37).

En los prados fertilizados se observan tres picos en febrero, en mayo y, el más pronunciado, en julio. Hay que indicar que en diciembre, marzo, junio y septiembre se observa un considerable descenso en la cantidad de P inorgánico, así como un incremento progresivo y continuo durante el invierno, la primavera y el verano. Más detalladamente se puede observar que en noviembre, al inicio del estudio, la cantidad de P inorgánico asimilable es bastante elevada (25.76 mg kg^{-1}) y disminuye de forma considerable en diciembre, coincidiendo con la entrada del invierno, siendo en este mes cuando se presenta el valor medio más bajo de todo el año (13.43 mg kg^{-1}). En enero se produce un incremento moderado (21.31 mg kg^{-1}), que continúa en febrero (27.76 mg kg^{-1}), aunque en marzo hay un nuevo descenso en la cantidad de P inorgánico asimilable (20.06 mg kg^{-1}). Posteriormente, durante la primavera, los valores tienden a incrementarse, produciéndose después una importante bajada en junio (25.79 mg kg^{-1}). En julio se observa un fuerte aumento del P inorg bic (49.17 mg kg^{-1}), proporcionando el valor más elevado del año (de manera semejante a lo que ocurría en los suelos forestales y en los prados naturales). En septiembre se produce una disminución en la cantidad de P inorg bic (34.30 mg kg^{-1}), que aumenta muy ligeramente en octubre (34.71 mg kg^{-1}), para descender de nuevo en noviembre del segundo año, en el que el valor alcanzado (29.04 mg kg^{-1}) es muy similar al de noviembre del primer año.

Las elevadas desviaciones estándar reflejan un comportamiento muy diferente entre los distintos prados fertilizados estudiados a lo largo de todo el año (Figura 5.37).

5.3.3. P orgánico extraído con bicarbonato

Suelos forestales: En los suelos forestales la cantidad media de P orgánico extraíble (P org bic) varía de forma suave a lo largo del año. Los valores medios oscilan entre 1.23 mg kg^{-1} y 6.07 mg kg^{-1} (Figura 5.38).

En noviembre (inicio del estudio) la cantidad de P org bic es bastante baja (2.47 mg kg^{-1}) y aumenta de forma progresiva hasta el mes de enero (3.55 mg kg^{-1}). En febrero se produce un descenso (2.32 mg kg^{-1}), pero las cantidades de P org bic tienden a aumentar desde marzo (3.08 mg kg^{-1}) hasta mayo (6.07 mg kg^{-1}), alcanzando en este mes el valor anual más elevado. En junio se observa una disminución moderada en la cantidad de P org bic (2.36 mg kg^{-1}). La tendencia cambia en julio, mes en el que de nuevo se produce un aumento (4.15 mg kg^{-1}), para seguir con un descenso paulatino hasta culminar en octubre con el valor más bajo del año (1.23 mg kg^{-1}). En noviembre (segundo año) la cantidad de P orgánico asimilable aumenta muy ligeramente, aunque el valor obtenido (1.44 mg kg^{-1}) es algo más bajo que al inicio del estudio.

Las desviaciones estándar muestran valores muy bajos, indicando que el comportamiento del conjunto de los suelos forestales es similar a lo largo de todo el período cuantificado (Figura 5.38).

Prados naturales: Los prados naturales presentan concentraciones más elevadas de P org bic que los suelos forestales para todos los meses del año, excepto octubre y noviembre, en los que son los suelos forestales los que poseen mayor cantidad de P org bic (1.23 mg kg^{-1} y 1.44 mg kg^{-1} , respectivamente, frente a 0.29 mg kg^{-1} y 0.70 mg kg^{-1} de los prados naturales; Figura 5.38). De forma similar a lo observado en los suelos forestales, desde el inicio del estudio en noviembre (5.13 mg kg^{-1}) hasta enero (6.81 mg kg^{-1}) se produce un incremento paulatino en la cantidad de P orgánico disponible. En febrero se observa un descenso (3.71 mg kg^{-1}), aumentando de nuevo los valores medios con la llegada de la primavera, en marzo, hasta el mes de abril (9.10 mg kg^{-1}). En mayo hay un descenso moderado (6.81 mg kg^{-1}) que continúa en junio (5.64 mg kg^{-1}). Como sucedía en los suelos forestales, se observa un pronunciado incremento en julio alcanzando el valor máximo anual (16.31 mg kg^{-1}). Coincidiendo con la entrada del otoño la cantidad de P org bic disminuye muy bruscamente en septiembre, obteniéndose el valor anual más bajo (0.29 mg kg^{-1}), muy por debajo del resto de valores observados para los prados naturales hasta este mes. En octubre se incrementa la concentración de P org bic pero de forma muy suave (0.70 mg kg^{-1}). La disponibilidad de P org bic en los meses de noviembre de uno y otro año difieren mucho, pues mientras al inicio del estudio la cantidad de P orgánico asimilable era de 5.13 mg kg^{-1} , al final del mismo es de 0.70 mg kg^{-1} , es decir, unas 7 veces menor (Figura 5.38).

Los valores de las desviaciones estándar que presentan los contenidos en P org bic de los prados naturales son pequeñas para todos los meses del año salvo para julio, lo que indica que, excepto en este mes, el comportamiento de todos los suelos estudiados es muy similar (Figura 5.38).

Prados fertilizados: Los prados fertilizados presentan cantidades medias de P org bic más elevadas que los suelos forestales para todos los meses del año (Figura 5.38). Sin embargo, no ocurre lo mismo al realizar una valoración comparativa con los prados naturales, puesto que éstos poseen cantidades ligeramente más altas en los meses de noviembre (inicial), mayo, junio y julio (5.13 mg kg^{-1} , 6.81 mg kg^{-1} , 5.64 mg kg^{-1} y 16.31 mg kg^{-1} , respectivamente, frente a 2.62 mg kg^{-1} , 5.74 mg kg^{-1} , 5.09 mg kg^{-1} y 16.06 mg kg^{-1} de los prados fertilizados; Figura 5.38). En noviembre los prados fertilizados presentan una cantidad de P org bic muy baja (2.62 mg kg^{-1}), pero que incrementa de forma continua hasta alcanzar en el mes de enero el valor anual más alto (17.77 mg kg^{-1}). Al igual que ocurría en los suelos bajo los otros dos tipos de usos, en febrero se produce una disminución pronunciada en la cantidad de P orgánico disponible (4.45 mg kg^{-1}), seguido de un incremento en marzo (10.58 mg kg^{-1}), al inicio de la primavera, tendencia que continúa en abril (15.94 mg kg^{-1}). En mayo y junio hay un descenso progresivo, pero en julio vuelven a aumentar los valores de P orgánico hasta alcanzar valores elevados (16.06 mg kg^{-1}). Coincidiendo con la entrada del otoño, en septiembre se produce una disminución que se acentúa en octubre (2.10 mg kg^{-1}), mes en el que se obtiene el mínimo del año, aunque con un valor muy similar al de noviembre del año anterior. A continuación, en noviembre del segundo año, se observa un moderado incremento del contenido en P orgánico disponible, por lo que el valor obtenido (6.02 mg kg^{-1}) es más alto que el de noviembre del primer año (Figura 5.38).

El comportamiento de los prados fertilizados no se mantiene constante a lo largo del año, puesto que hay meses en los que las desviaciones estándar son más pequeñas (los que presentan cantidades de P org bic más bajas) y otros meses en los que las desviaciones estándar son muy altas, lo que indica un comportamiento diferente entre los suelos que forman el grupo de los prados fertilizados (Figura 5.38).

En resumen, la tendencia de variación del P org bic encontrada para los tres usos del suelo es muy similar, tan sólo difieren los suelos forestales en el mes de mayo pues en lugar de producirse un descenso, como ocurre en los prados tanto naturales como fertilizados, se observa un aumento en la cantidad de P orgánico asimilable. Para el resto de los meses el comportamiento es similar en los tres casos.

5.3.4. Influencia del uso del suelo en el P extraído con bicarbonato

Al comparar las cantidades medias de P inorgánico y P orgánico extraído con bicarbonato, se observa que las proporciones de estas dos formas de P son similares para los suelos forestales y los prados naturales, mientras que en el caso de los prados fertilizados son más elevados los valores medios que presenta el P inorgánico que los del P orgánico (Figura 5.39).

Para las distintas formas de P extraído con bicarbonato (P total, P inorgánico y P orgánico), las cantidades que presentan los prados naturales son más elevadas que las de los suelos forestales y el comportamiento anual de los suelos bajo estos dos usos es muy similar. Así,

por ejemplo, cuando se evalúan los valores de P inorg bic, se observa que los suelos de ambos tipos de uso presentan el mínimo anual en abril y los valores más elevados en los meses de mayo, junio y julio (Figura 5.39).

No sucede lo mismo con los prados fertilizados pues, además de tener unas cantidades más elevadas de P inorgánico, presentan picos en los que la cantidad de P inorg bic es más alta en febrero, mayo y julio, coincidiendo los mínimos con los meses que marcan el inicio de cada estación: diciembre, marzo, junio y septiembre. En general, la tendencia que se observa en los prados fertilizados para el P inorgánico asimilable es una tendencia ascendente desde diciembre hasta julio, con dos bajadas en marzo y junio (Figura 5.39).

Al estudiar el P org bic para los distintos usos del suelo, se pone de manifiesto que el comportamiento de los prados naturales es similar al de los suelos forestales, pero dista de este último en que en el mes de julio se produce un considerable incremento en la cantidad de P orgánico asimilable, en contra de lo que sucede para los suelos forestales en los que se mantiene relativamente constante todo el año (Figura 5.39).

Los prados fertilizados presentan, en el caso del P org bic, tres picos en enero, abril y julio, y los valores mínimos se obtienen en noviembre, febrero, junio y octubre. Los incrementos y los descensos del contenido en P orgánico disponible para este grupo de suelos son mucho más abruptos que en el caso de los suelos forestales y de los prados naturales (Figura 5.39).

En lo referente al P total extraído con bicarbonato cabe indicar que los prados naturales y los suelos forestales presentan un comportamiento paralelo, siendo más pronunciado el incremento que se observa en el mes de julio en los prados naturales que en los suelos forestales. No hay muchas variaciones en las cantidades de P total a lo largo del año en estos dos grupos de suelos, obteniéndose los valores más elevados durante los meses de verano (Figura 5.39).

Los prados fertilizados también presentan su máximo contenido de P total extraíble con bicarbonato en julio y difieren de los otros dos usos del suelo en los fuertes incrementos que se presentan en los meses de enero y abril en los prados fertilizados (Figura 5.39).

Hay que destacar que en los prados fertilizados los picos de P total asimilable se observan un mes antes que los picos del P inorgánico, lo que podría indicar que las formas de P inorgánico derivan de formas de P orgánico que llegan al suelo como consecuencia de la adición de fertilizantes orgánicos, purines fundamentalmente, y sufren procesos de mineralización, liberando P inorgánico.

◇ Suelos forestales ■ Prados naturales ▲ Prados fertilizados

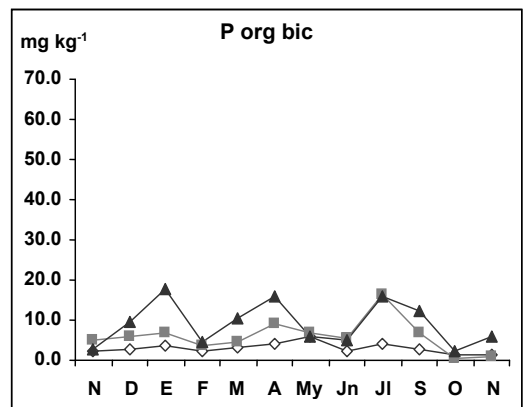
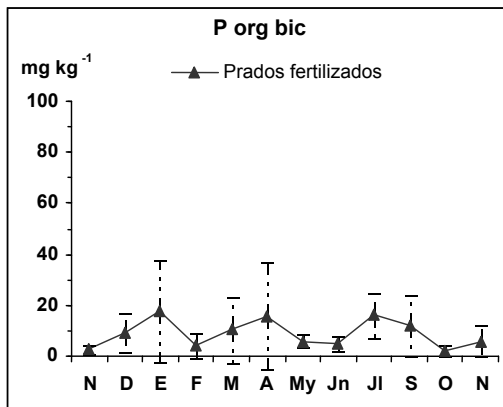
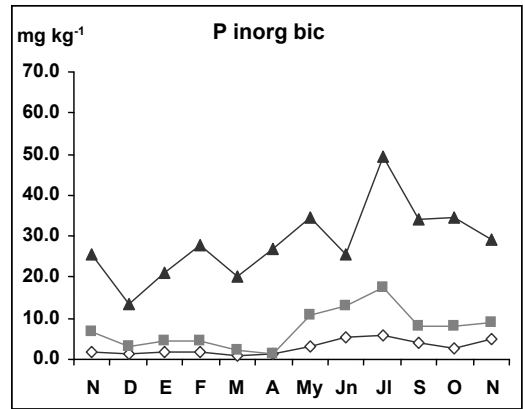
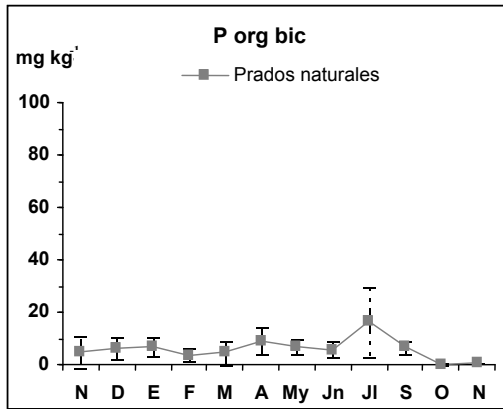
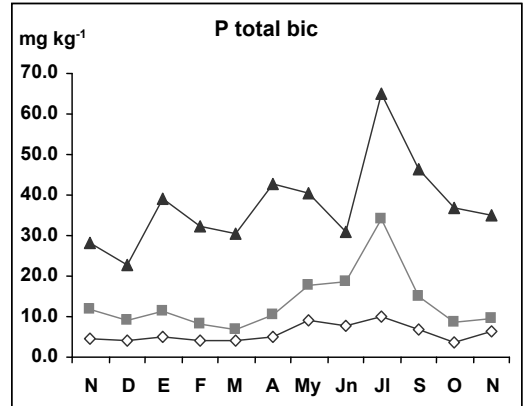
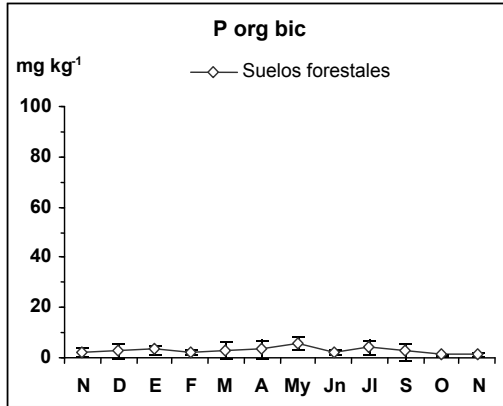


Figura 5.38.- Evolución anual de la concentración de P orgánico extraído con bicarbonato, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

Figura 5.39.- Evolución anual de la concentración de P total, P inorgánico y P orgánico extraídos con bicarbonato, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

5.3.5. *P total desorbido para una relación suelo:agua 1:100*

Suelos forestales: Los suelos forestales de Fervenza presentan unos valores de desorción de P total muy similares a lo largo del año. Las concentraciones de P desorbido para esta dilución oscilan entre 0.03 mg L^{-1} y 0.06 mg L^{-1} , alcanzando el valor máximo en el mes de abril. Las desviaciones estándar son prácticamente insignificantes en todos los meses, lo que indica un comportamiento similar a lo largo de todo el año de todas las muestras de suelos de este grupo (Figura 5.40).

Prados naturales: La concentración de P total desorbido para la dilución 1:100 en los suelos de prado naturales es más elevada que la observada en los suelos forestales, para todos los meses del año excepto para el mes de marzo, ya que en esta ocasión coincide la concentración de P total desorbido (0.04 mg L^{-1}) obtenido para los suelos bajo estos dos usos (Figura 5.40). Apenas se observan fluctuaciones en la desorción de P total a lo largo de todo el año en los prados naturales. El valor más bajo se presenta en el mes de marzo, al inicio de la primavera (0.04 mg L^{-1}), mientras que en abril se presenta la mayor concentración de P total desorbido de los meses estudiados (0.08 mg L^{-1}).

Las desviaciones estándar que presentan los valores de P total desorbido en los prados naturales son prácticamente nulas, lo que refleja un comportamiento muy similar de los suelos de este grupo a lo largo de todo el año, de forma similar a lo encontrado para los suelos forestales (Figura 5.40).

Prados fertilizados: Los valores de desorción de P total dilución 1:100 que presentan los prados fertilizados son, para todos los meses del año, notablemente más elevados que los valores que presentan los suelos forestales y los prados naturales (Figura 5.40). En noviembre (primer muestreo), la concentración de P total desorbido es bastante elevada (0.15 mg L^{-1}) y se incrementa ligeramente en el mes de diciembre (0.16 mg L^{-1}), para disminuir en enero (0.11 mg L^{-1}). Coincidiendo con la salida del invierno, en febrero, se produce un incremento (0.14 mg L^{-1}), tendencia que continúa en el mes de marzo, siendo el mes en el que comienza la primavera el que presenta la mayor concentración de P total desorbido (0.21 mg L^{-1}). Tras este incremento se produce un paulatino descenso hasta mayo (0.11 mg L^{-1}). Con la llegada del verano, junio, aumenta la concentración de P total desorbido (0.13 mg L^{-1}), manteniéndose las concentraciones de P total desorbido prácticamente constantes hasta noviembre (segundo año), alcanzando el mes de septiembre el mínimo anual (0.10 mg L^{-1}). Las desviaciones estándar son pequeñas para la mayoría de los meses, lo que denota un comportamiento muy similar de los suelos, produciéndose las mayores variaciones en los meses de diciembre, marzo y abril (Figura 5.40).

5.3.6. MRP desorbido para una relación suelo:agua 1:100

Suelos forestales: Los suelos forestales de Fervenza, presentan concentraciones de MRP desorbido prácticamente constantes a lo largo de todo el año (Figura 5.41). Los valores medios se encuentran entre 0.01 mg L^{-1} y 0.04 mg L^{-1} , aunque hay que indicar que la concentración de MRP es de 0.01 mg L^{-1} para todos los meses excepto para los meses de noviembre primer muestreo (0.02 mg L^{-1}), diciembre (en el que se obtiene el máximo anual, 0.04 mg L^{-1}) y abril (0.03 mg L^{-1}).

Las desviaciones estándar son prácticamente nulas, lo que indica un comportamiento muy similar de todos los suelos forestales investigados durante todo el año (Figura 5.41).

Prados naturales: A diferencia de lo observado para el P total desorbido para esta misma dilución, al comparar la desorción que presentan los prados naturales con respecto a la de los suelos forestales, los valores son coincidentes en la mayoría de los meses. Sin embargo, para los meses de noviembre (inicial), diciembre, julio y octubre las concentraciones de MRP desorbido son más elevadas en los prados naturales que en los suelos forestales (Figuras 5.40 y 5.41). El caso contrario se observa en abril, en el que los prados naturales presentan un valor medio de 0.01 mg L^{-1} frente a los 0.03 mg L^{-1} de los suelos forestales. Prácticamente a lo largo de todo el año la concentración media de MRP desorbido es la misma (0.01 mg L^{-1}), lo que coincide con el valor mínimo observado (Figuras 5.40 y 5.41). No se presenta este valor en los meses de noviembre inicial (0.03 mg L^{-1}), diciembre (donde se alcanza el máximo anual, 0.06 mg L^{-1}), julio y octubre, presentando los prados naturales en estos dos últimos meses una concentración de MRP desorbido de 0.02 mg L^{-1} .

La variabilidad que presenta el MRP desorbido en los prados naturales es prácticamente nula a lo largo de todo el año (Figura 5.41).

Prados fertilizados: La desorción de MRP para una dilución 1:100 que presentan los prados fertilizados a lo largo de todo el año es notablemente más elevada que la que presentan los suelos forestales y los prados naturales (Figura 5.41).

La concentración de MRP desorbido se mantiene prácticamente constante durante todo el año en los prados fertilizados. Los valores medios anuales oscilan entre el mínimo anual que se corresponde con una concentración de 0.05 mg L^{-1} (meses de enero, febrero y mayo) y el máximo (0.09 mg L^{-1}), que se alcanza en el mes de marzo, coincidiendo con el inicio de la primavera, y en abril (Figura 5.41).

Las desviaciones estándar obtenidas para los valores de MRP desorbido son pequeñas para todos los meses estudiados, lo que denota un comportamiento muy similar de todos los prados fertilizados investigados a lo largo del año (Figura 5.41).

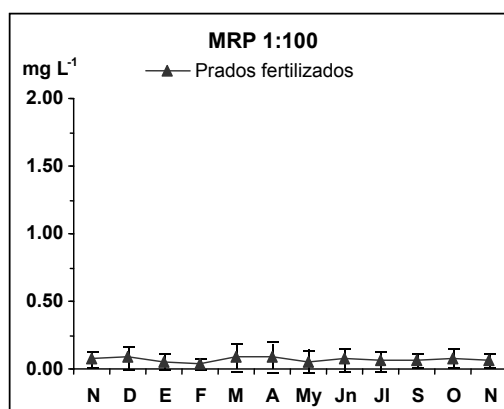
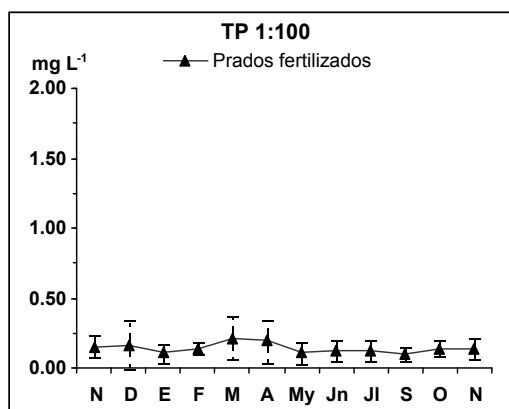
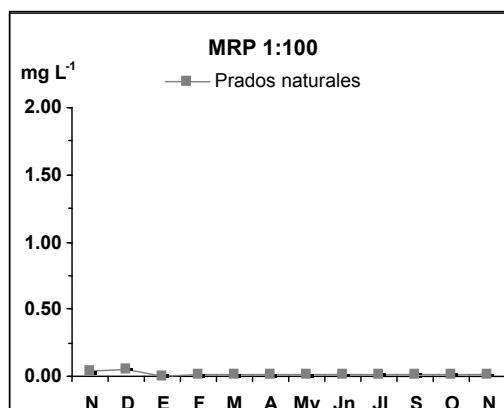
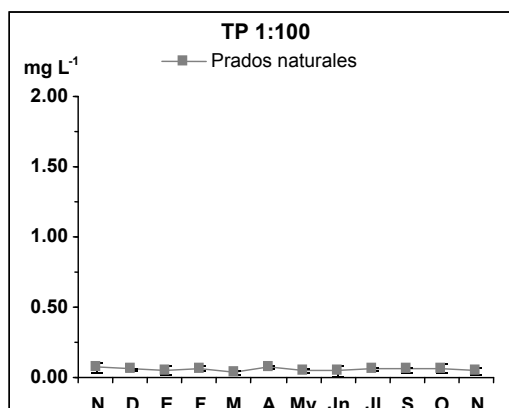
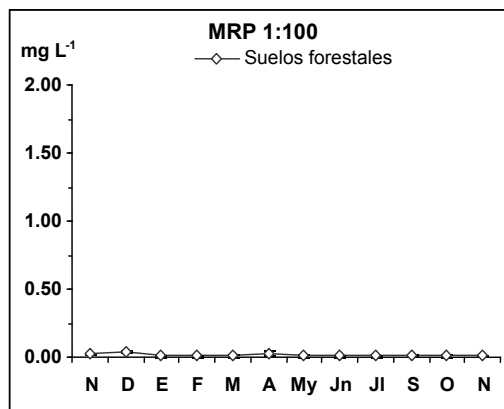
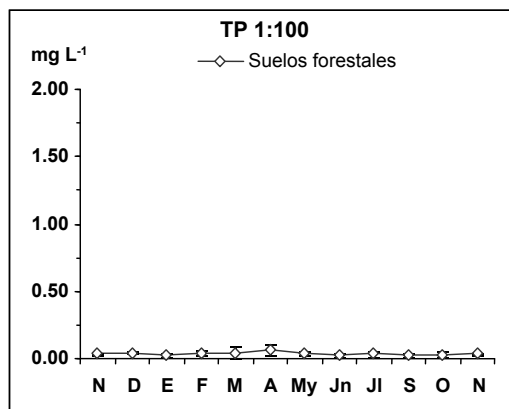


Figura 5.40.- Evolución anual de la concentración de P total 1:100, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

Figura 5.41.- Evolución anual de la concentración de MRP 1:100, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

5.3.7. *P* particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:100

Suelos forestales: La concentración de *P* particulado desorbido (PP 1:100) en los suelos forestales presenta pocas fluctuaciones a lo largo del año (Figura 5.42).

En noviembre (primer muestreo) se observa una concentración de *P* particulado desorbido de 0.01 mg L^{-1} , siendo nula en el mes de diciembre. Desde el mes de enero hasta noviembre del segundo año la concentración de *P* particulado desorbido varía entre 0.01 mg L^{-1} y 0.03 mg L^{-1} . La variabilidad del comportamiento del PP 1:100 entre los suelos analizados cada mes es prácticamente insignificante a lo largo de todo el año (Figura 5.42).

Prados naturales: Los prados naturales presentan concentraciones de *P* particulado desorbido para una dilución 1:100 más elevadas que los suelos forestales durante todos los meses del año, salvo en los meses de diciembre y marzo, en los que las concentraciones de *P* particulado desorbido (0.00 mg L^{-1} y 0.03 mg L^{-1} , respectivamente), son coincidentes para los suelos bajo los dos usos (Figura 5.42). La concentración de *P* particulado desorbido en noviembre (0.04 mg L^{-1}) disminuye con la llegada del invierno, en diciembre, al no producirse desorción de *P* particulado en las muestras de este mes, al igual que sucedía en los suelos forestales (Figura 5.42). Desde enero (0.05 mg L^{-1}) hasta noviembre del segundo año, las concentraciones de *P* particulado permanecen prácticamente invariables, destacando el descenso que se observa en marzo, al inicio de la primavera, cuando se obtiene una concentración de 0.03 mg L^{-1} , y el pico que se observa en abril y que se corresponde con el valor máximo anual (0.07 mg L^{-1}).

Las desviaciones estándar de los valores de PP 1:100 son muy bajas para todos los meses, lo que implica un comportamiento similar en todos los prados naturales a lo largo de todo el año (Figura 5.42).

Prados fertilizados: Las concentraciones de *P* particulado desorbido, dilución 1:100, en los prados fertilizados son más elevadas que las que presentan los suelos forestales a lo largo de todo el año y también mayores que las que presentan los prados naturales en todos los meses excepto en enero, abril y septiembre (0.05 mg L^{-1} , 0.07 mg L^{-1} y 0.04 mg L^{-1} , respectivamente), donde coinciden los valores obtenidos para los suelos de ambos tipos de prado (Figura 5.42).

La desorción de *P* particulado que se produce en el mes de noviembre (inicial) en los suelos de prado fertilizados es elevada (0.08 mg L^{-1}) y se mantiene constante hasta enero, mes en el que se produce un descenso (0.05 mg L^{-1}). En febrero se observa una tendencia ascendente, que culmina con la entrada de la primavera, pues en marzo se alcanza el valor más elevado del año (0.12 mg L^{-1}).

En abril hay un descenso en la concentración de P particulado desorbido (0.07 mg L^{-1}), que continúa disminuyendo en mayo (0.05 mg L^{-1}) para permanecer invariable durante los meses de verano, junio y julio. Con la entrada del otoño, en septiembre, se produce un descenso (0.04 mg L^{-1}) del PP 1:100 que se corresponde con el mínimo anual; a partir de este mes, durante el otoño, de forma similar a lo encontrado para los suelos forestales, hay un incremento paulatino en la concentración de P particulado desorbido para esta dilución.

El conjunto de todos los prados fertilizados investigados presentan un comportamiento muy similar a lo largo de todo el año, como indica el hecho de que las desviaciones estándar que se obtienen sean muy pequeñas (Figura 5.42).

5.3.8. P total desorbido para una relación suelo:agua 1:20

Suelos forestales: La concentración de P total desorbido (TP 1:20) en los suelos forestales varía sólo de forma muy ligera a lo largo de todo el año. Así, en noviembre del primer año presenta un valor relativamente alto (0.10 mg L^{-1}) y a continuación, coincidiendo con el inicio del invierno, se produce un descenso, obteniéndose en diciembre un valor medio de de TP 1:20 de 0.05 mg L^{-1} , que es la mitad de lo encontrado en noviembre, y que se corresponde con el valor más bajo de todo el año, que también se alcanza en el mes de septiembre (Figura 5.43). En enero se produce un incremento del TP 1:20 (0.11 mg L^{-1}), permaneciendo constante el valor medio hasta marzo, para aumentar notablemente en abril, mes en el que se alcanza el máximo anual (0.18 mg L^{-1}). A partir de mayo, en el que se obtiene un valor de 0.15 mg L^{-1} , la concentración media de TP 1:20 tiende a descender de forma continua y moderada, culminando en septiembre en el que se obtiene de nuevo el mínimo anual (0.05 mg L^{-1}). En octubre hay un aumento (0.12 mg L^{-1}) que precede a una bajada en noviembre del segundo año, hasta un valor de 0.09 mg L^{-1} (Figura 5.43).

El comportamiento del conjunto de los suelos forestales es bastante similar a lo largo de todo el año, por lo que las desviaciones estándar obtenidas para los valores medios de TP 1:20 son muy similares en todos los meses estudiados (Figura 5.43).

Prados naturales: Los prados naturales presentan, a lo largo de todo el año, valores de TP 1:20 más elevados que los de los suelos forestales (Figura 5.43).

En noviembre, al inicio del estudio, el valor medio de la concentración de P total desorbido es el máximo alcanzado en el año (0.32 mg L^{-1}), aunque esta concentración también se alcanza en el mes de abril (Figura 5.43).

De forma similar a lo observado para los suelos forestales, se produce un descenso del TP 1:20 coincidiendo con la llegada del invierno (diciembre), pero en este caso el descenso es tan abrupto que conduce al mínimo anual (0.12 mg L^{-1}).

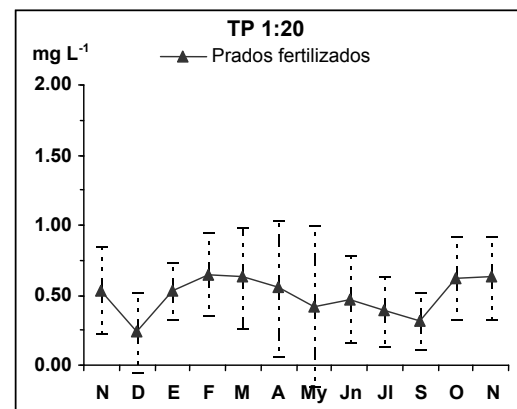
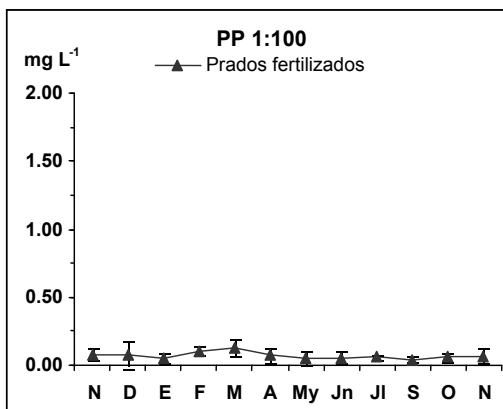
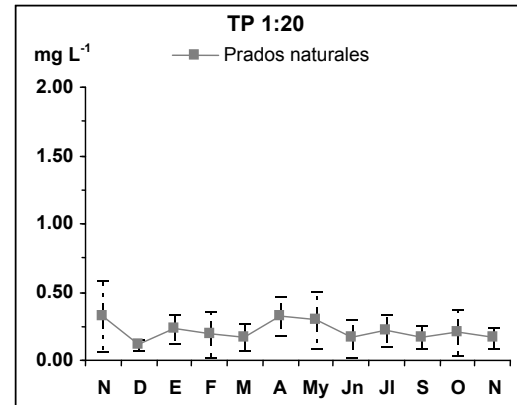
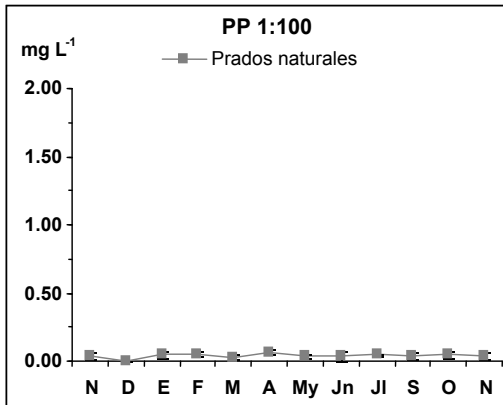
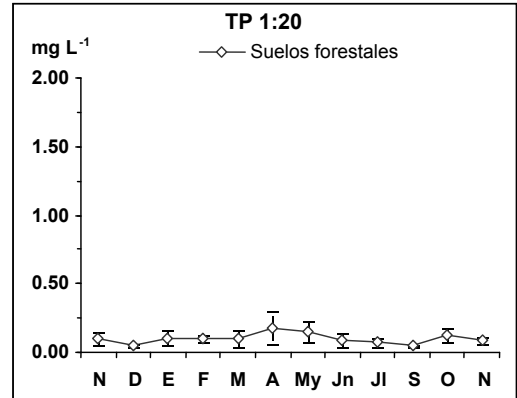
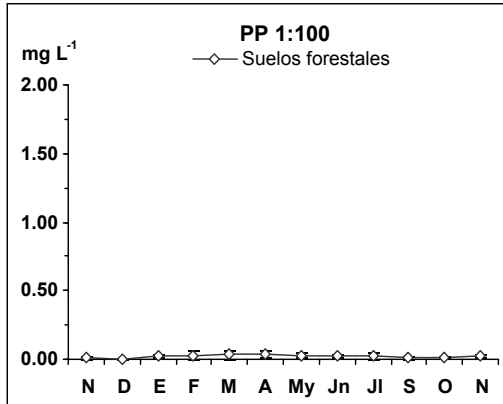


Figura 5.42.- Evolución anual de la concentración de P particulado 1:100, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

Figura 5.43.- Evolución anual de la concentración de P total 1:20, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

En enero, la concentración de P total desorbido aumenta considerablemente (0.23 mg L^{-1}) para descender de forma paulatina hasta el mes de marzo (0.17 mg L^{-1}). En abril se produce un considerable incremento, alcanzándose nuevamente el máximo anual (0.32 mg L^{-1}). En mayo se observa un descenso (0.29 mg L^{-1}), que se acentúa en junio (0.16 mg L^{-1}). Desde julio (0.22 mg L^{-1}) hasta noviembre del segundo año (0.17 mg L^{-1}) se producen consecutivamente subidas y bajadas suaves en la concentración de TP 1:20. Hay que destacar la gran diferencia que existe entre la concentración de P total desorbido en el mes de noviembre al inicio del estudio, que es de 0.32 mg L^{-1} y la concentración que presenta en este mismo mes al final del estudio, que es 0.17 mg L^{-1} (Figura 5.43).

Las desviaciones estándar que presentan los valores medios de TP 1:20 obtenidas para los prados naturales son moderadas a lo largo del año (Figura 5.43), lo que indica que el comportamiento de los diferentes suelos entre sí no presenta grandes diferencias, aunque no se puede hablar de comportamientos similares.

Prados fertilizados: La desorción de TP 1:20 que presentan los prados fertilizados a lo largo de todo el año es más elevada que la de los suelos forestales y que la de los prados naturales (Figura 5.43).

La concentración media de P total desorbido en noviembre al inicio del estudio es relativamente alta (0.54 mg L^{-1}) y, al igual que sucedía en los suelos forestales y en los prados naturales, con el inicio del invierno (diciembre) se produce un importante descenso del TP 1:20, obteniéndose un valor (0.24 mg L^{-1}) que se corresponde con el mínimo anual. En enero aumenta considerablemente la concentración de TP 1:20 y llega hasta un valor de 0.53 mg L^{-1} , continuando esta tendencia en febrero (0.65 mg L^{-1}), mes en el que se alcanza el máximo anual. En marzo comienza a disminuir de forma suave la concentración de P total desorbido (0.63 mg L^{-1}), tendencia que continúa hasta mayo (0.42 mg L^{-1}). Con la llegada del verano, en junio, se incrementan los valores de TP 1:20 hasta 0.47 mg L^{-1} , disminuyendo de nuevo a lo largo del verano de forma paulatina hasta el mes de septiembre (0.33 mg L^{-1}). En octubre se produce un abrupto incremento, alcanzándose un valor del TP 1:20 de 0.63 mg L^{-1} , valor que se mantiene constante en noviembre del segundo año (Figura 5.43).

Las altas desviaciones estándar que se obtienen para los valores medios de TP 1:20 (Figura 5.43), reflejan un comportamiento muy diferente entre los distintos prados fertilizados estudiados a lo largo de todo el año.

5.3.9. MRP desorbido para una relación suelo:agua 1:20

Suelos forestales: Las concentraciones de MRP desorbido para una dilución 1:20 (MRP 1:20) a lo largo de todo el año para los suelos forestales son bajas y apenas presentan variaciones. Los valores oscilan entre los 0.01 mg L^{-1} , que se presentan en los meses de mayo y junio, y los 0.03 mg L^{-1} , valor que se repite muchas veces a lo largo del año (Figura 5.44).

Desde el mes de noviembre inicial al mes de abril, el valor medio de desorción de MRP 1:20 es de 0.03 mg L^{-1} . En mayo y junio este valor desciende (0.01 mg L^{-1}), para aumentar ligeramente en julio (0.02 mg L^{-1}) y permanecer constante hasta noviembre del segundo año (Figura 5.44).

Las desviaciones estándar de los valores de MRP 1:20 son prácticamente insignificantes, lo que denota una gran homogeneidad en las concentraciones de MRP 1:20 para todos los meses entre todos los suelos forestales estudiados (Figura 5.44).

Prados naturales: Al comparar las concentraciones de MRP 1:20 en los suelos forestales y en los prados naturales no se observa una tendencia clara. En los meses de noviembre inicial, diciembre, junio, julio y septiembre, los prados naturales presentan valores más elevados que los suelos forestales, mientras que en marzo, octubre y noviembre, al final del estudio, los suelos de ambos usos coinciden en la concentración de MRP desorbido (Figura 5.44). En enero, febrero, abril y mayo son los suelos forestales los que presentan valores de MRP 1:20 más elevados (0.02 mg L^{-1} , 0.03 mg L^{-1} , 0.03 mg L^{-1} y 0.01 mg L^{-1} , respectivamente, frente a 0.01 mg L^{-1} , 0.02 mg L^{-1} , 0.01 mg L^{-1} y 0.00 mg L^{-1} , respectivamente, de los prados naturales).

Las concentraciones medias de MRP 1:20 en los suelos de prado natural varían de forma suave a lo largo del año. El valor máximo anual se alcanza en diciembre (0.05 mg L^{-1}) coincidiendo con la llegada del invierno, mientras que el mínimo se observa en mayo, mes en el que no se produce desorción de MRP. En el resto de meses estudiados las concentraciones medias de MRP 1:20 oscilan entre 0.01 mg L^{-1} y 0.04 mg L^{-1} . Las desviaciones estándar son muy bajas para todos los meses del año, lo que implica un comportamiento similar en todos los prados naturales a lo largo de todo el año (Figura 5.44).

Prados fertilizados: Los prados fertilizados presentan concentraciones de MRP 1:20 más elevadas que los suelos forestales y que los prados naturales a lo largo de todo el año.

En noviembre (inicial) el valor medio que presentan es bastante elevado (0.11 mg L^{-1}) y, al igual que sucedía para los prados naturales, en el mes de diciembre se produce un incremento (0.15 mg L^{-1}), tendencia que varía en enero pues hay un considerable descenso (0.07 mg L^{-1}) que culmina en febrero en el que se alcanza el mínimo anual (0.06 mg L^{-1}).

Con la entrada de la primavera, se observa un aumento del MRP 1:20 (0.13 mg L^{-1}), de manera que la concentración en el mes de marzo es más del doble de la de febrero; la tendencia a aumentar continúa en abril (0.16 mg L^{-1}), mes que presenta el máximo en la concentración de MRP 1:20. Tras este incremento se produce una disminución en mayo (0.10 mg L^{-1}), que continúa en septiembre (0.09 mg L^{-1}). En octubre aumenta la concentración de MRP 1:20 (0.14 mg L^{-1}) y disminuye de nuevo ligeramente en noviembre del segundo año (0.12 mg L^{-1}). Las concentraciones de MRP 1:20 que se presentan en los dos meses de noviembre al inicio y al final del estudio (0.11 mg L^{-1} y 0.12 mg L^{-1} , respectivamente) están muy próximas entre sí (0.11 mg L^{-1} y 0.12 mg L^{-1}) (Figura 5.44).

El comportamiento de todos los prados fertilizados investigados es similar a lo largo de todo el año, como indican las bajas desviaciones estándar que presentan los valores de MRP 1:20 obtenidos para estos suelos en todos los muestreos (Figura 5.44).

5.3.10. P particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:20

Suelos forestales: En los suelos forestales la concentración de P particulado desorbido para la dilución 1:20 (PP 1:20) varía de forma suave a lo largo del año (Figura 5.45).

En noviembre, inicio del estudio, el valor medio de PP 1:20 que presentan los suelos forestales es moderado (0.07 mg L^{-1}) y en diciembre, coincidiendo con el inicio del invierno, disminuye bruscamente hasta alcanzar el valor mínimo anual, que también se obtiene en septiembre (0.02 mg L^{-1}). En enero se produce un incremento en la concentración de P particulado desorbido (0.09 mg L^{-1}), que disminuye de nuevo en febrero en el que alcanza un valor de 0.07 mg L^{-1} , valor que permanece constante hasta abril, en el que se observa un pico que corresponde al valor máximo anual (0.16 mg L^{-1}). Desde mayo (0.14 mg L^{-1}) hasta el inicio del otoño hay una tendencia descendente paulatina, que culmina en septiembre con el valor mínimo del año (0.02 mg L^{-1}). En octubre aumenta la concentración de PP 1:20 de forma importante (0.10 mg L^{-1}) y disminuye ligeramente en noviembre, al final del estudio (0.08 mg L^{-1} ; Figura 5.45).

El comportamiento del conjunto de los suelos forestales en relación al PP 1:20 es similar a lo largo de todo el año, como indican las bajas desviaciones estándar que presentan estos suelos para todas la determinaciones realizadas (Figura 5.45).

Prados naturales: La concentración de P particulado desorbido por los prados naturales es mayor que la que presentan los suelos forestales a lo largo de todo el año.

En noviembre la concentración media de P particulado es elevada (0.29 mg L^{-1}), de forma similar a lo observado para los suelos forestales, pero ya en diciembre se produce un abrupto descenso (0.06 mg L^{-1}) que genera el valor mínimo anual.

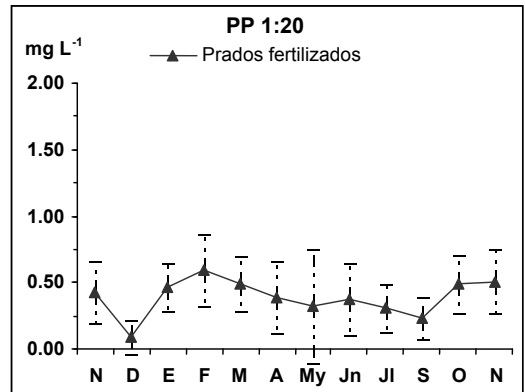
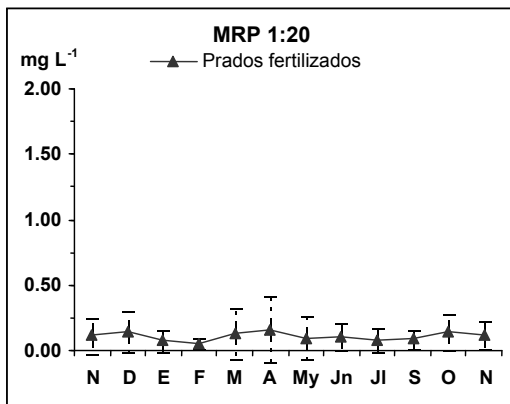
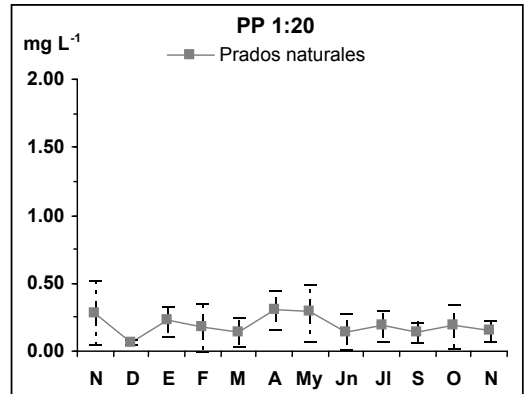
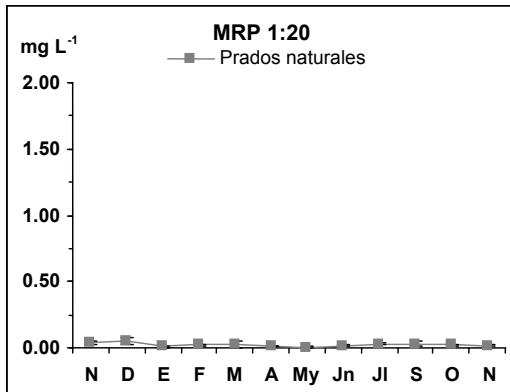
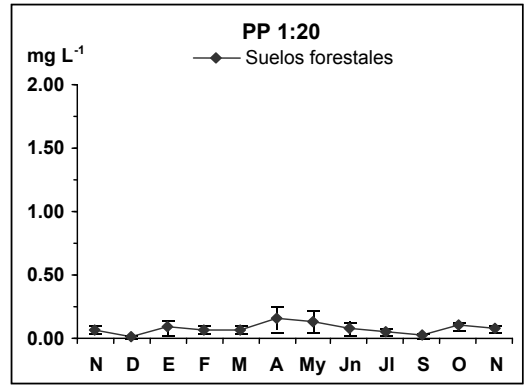
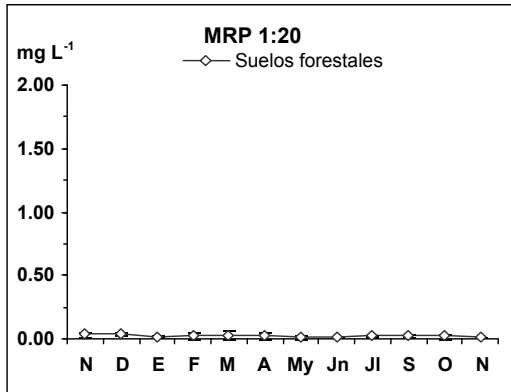


Figura 5.44.- Evolución anual de la concentración de MRP 1:20, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

Figura 5.45.- Evolución anual de la concentración de P particulado 1:20, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

En enero hay un notable incremento (0.23 mg L^{-1}), mientras que en febrero y marzo se observa un descenso paulatino que se mantiene hasta el mes de abril, en el que se produce un considerable aumento en la desorción de P particulado, alcanzándose el máximo anual (0.31 mg L^{-1}). En mayo comienza una tendencia descendente (0.29 mg L^{-1}) que continúa en junio (0.15 mg L^{-1}). Desde el mes de junio hasta noviembre se producen de forma continua incrementos y descensos en proporciones constantes, de manera tal que en julio y en octubre se obtiene un valor de 0.19 mg L^{-1} , mientras que en junio, septiembre y noviembre se obtienen valores de, respectivamente, 0.15 mg L^{-1} , 0.14 mg L^{-1} y 0.15 mg L^{-1} . Hay que indicar la diferencia que existe en las concentraciones medias de P particulado desorbido en los meses de noviembre, pues la proporción es casi del doble del primer año al segundo (0.29 mg L^{-1} frente 0.15 mg L^{-1}).

Las desviaciones estándar que presentan los prados naturales son moderadas a lo largo del año, lo que implica que el comportamiento de los suelos no difiere mucho de unos a otros.

Prados fertilizados: La concentración de P particulado desorbido en los prados fertilizados es más elevada que la que presentan los suelos forestales y los prados naturales para todos los meses del año.

El valor de concentración de P particulado desorbido que presenta el mes de noviembre es elevado (0.43 mg L^{-1}) y, al igual que sucedía en los suelos forestales y en los prados naturales, con la entrada del invierno, en diciembre, se produce un descenso muy abrupto, que se corresponde con el valor mínimo anual (0.09 mg L^{-1}). En enero la tendencia ascendente es importante (0.46 mg L^{-1}) y culmina en febrero con la obtención del valor de P particulado desorbido más elevado del año (0.59 mg L^{-1}). Coincidiendo con la entrada de la primavera, en marzo, se produce un descenso (0.49 mg L^{-1}), que continúa durante toda la estación de forma paulatina obteniéndose en mayo un valor de desorción de P particulado de 0.32 mg L^{-1} . En junio cambia la tendencia y se produce un incremento (0.37 mg L^{-1}), pero de nuevo los valores descienden de forma progresiva hasta el mes de septiembre (0.23 mg L^{-1}). En octubre se observa un aumento muy elevado (0.49 mg L^{-1}) que continúa en noviembre (0.51 mg L^{-1}).

Las desviaciones estándar son muy similares en todos los meses estudiados y muestran una variabilidad bastante elevada.

5.3.11. Influencia del uso del suelo en la desorción de P para una relación suelo:agua 1:100

En la Figura 5.46 se representa la evolución anual de los valores medios de las distintas formas de P (P total, MRP y P particulado) desorbido, para los distintos usos del suelo y para una relación suelo:agua 1:100.

Se observa que no existen variaciones pronunciadas en la cantidad de las distintas formas de P desorbidas a lo largo del año. Los prados fertilizados presentan para todos los meses

estudiados concentraciones de P desorbido más elevadas, o en su defecto iguales, que los suelos forestales y que los prados naturales.

La proporción de MRP 1:100 y de PP 1:100 es similar para los tres usos del suelo.

Hay que indicar que los prados naturales y los suelos forestales presentan un comportamiento semejante para las distintas formas de P mientras que, por el contrario, los prados fertilizados difieren de éstos. Así, los prados fertilizados presentan las concentraciones más elevadas de MRP 1:100 en los meses de marzo y abril, esto es, en la primavera. Por el contrario, los suelos forestales y los prados naturales presentan la concentración de MRP 1:100 más elevada en el mes de diciembre, coincidiendo con el inicio del invierno.

Los dos picos (no muy pronunciados) que se observan en los meses de febrero y abril para el P total 1:100 desorbido por los suelos forestales y los prados naturales, en el caso de estos últimos suelos vienen determinados por la desorción de P particulado 1:100 que se produce en estos meses. Hay que recordar que diciembre era el mes en el que se producía la máxima desorción de MRP 1:100 para los suelos forestales y los prados naturales, a costa de que en este momento la desorción de P particulado es cero, pues en este mes los suelos de ambos usos presentan su mínimo anual para esta forma de P. El resto de los meses apenas presentan variaciones en la cantidad de PP 1:100 por los suelos bajo estos dos tipos de uso.

La desorción de PP 1:100 a lo largo del año en los prados fertilizados presenta pequeñas diferencias con respecto a la desorción de MRP 1:100, ya que en febrero la concentración de P particulado desorbido es mayor que la observada para el MRP y en abril es menor.

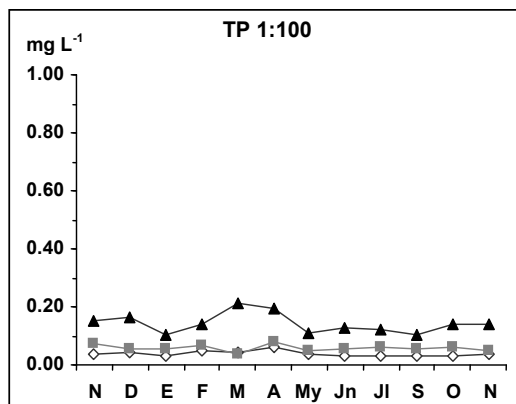
De forma global hay que indicar que la concentración de P total desorbido es más elevada en los prados fertilizados que en los otros dos usos del suelo, y que el comportamiento de los suelos entre ellos es similar a lo largo del año, excepto en el mes de marzo (coincidiendo con el inicio de la primavera), momento en el que los prados fertilizados presentan su máximo de desorción y los suelos forestales y los prados naturales un mínimo.

5.3.12. Influencia del uso del suelo en la desorción de P para una relación suelo:agua 1:20

Al estudiar la desorción de P total, MRP y P particulado que se produce en los suelos de distintos usos para una relación suelo:agua 1:20 (Figura 5.47), se observa que la desorción de P particulado es notablemente más elevada en los tres tipos de suelo que la desorción de MRP.

Las concentraciones de MRP desorbido a lo largo del año se mantienen prácticamente constantes para los suelos forestales y los prados naturales, destacando el mes de diciembre por ser el mes en el que se alcanza el valor de desorción más elevado, al igual que sucedía para estos suelos en la desorción de MRP 1:100.

◇ Suelos forestales ■ Prados naturales ▲ Prados fertilizados



◇ Suelos forestales ■ Prados naturales ▲ Prados fertilizados

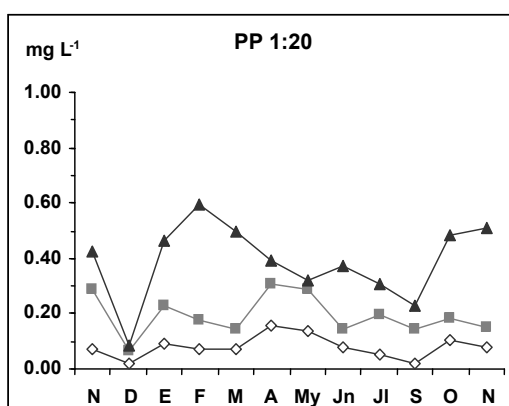
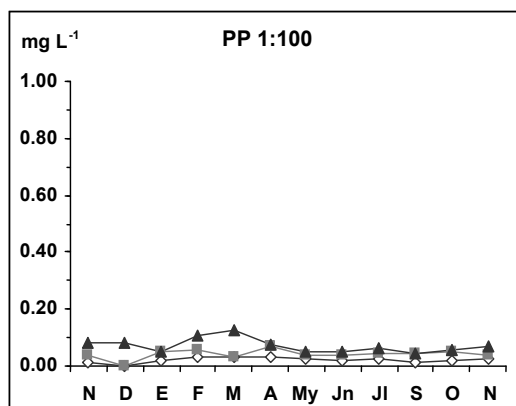
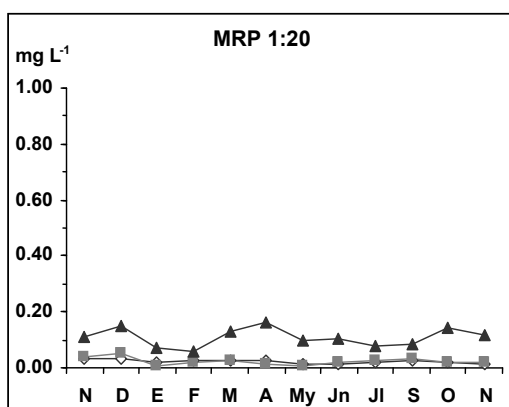
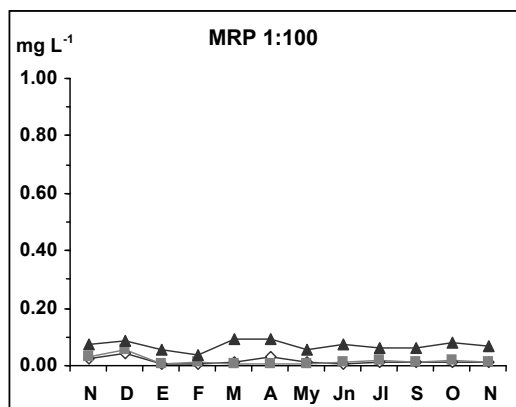
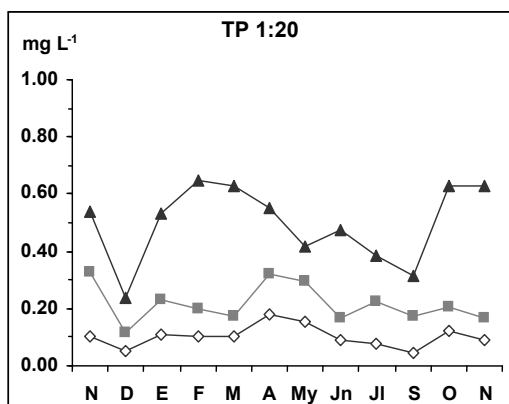


Figura 5.46.- Evolución anual de la concentración de TP, MRP y PP 1:100, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

Figura 5.47.- Evolución anual de la concentración de TP, MRP y PP 1:20, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza.

Las fluctuaciones del MRP 1:20 que se observan en los prados fertilizados son suaves y continuas, presentando las concentraciones más elevadas de MRP en los meses de marzo y abril y las mínimas en febrero, de forma semejante a lo que ocurría para la desorción de MRP 1:100.

La variación a lo largo del año que se observa en la desorción de PP 1:20 en los suelos forestales y en los prados naturales, es similar para todos los meses estudiados, salvo para el mes de julio, en el que la concentración de P particulado se incrementa en los prados naturales y disminuye en los suelos forestales con respecto al valor que presenta en junio. Para todos los demás meses, la tendencia es la misma, presentando siempre los prados naturales concentraciones de P particulado desorbido mucho más elevadas que los suelos forestales.

La evolución de la desorción de P particulado de los prados fertilizados a lo largo del año es diferente a la encontrada para los otros dos usos del suelo, puesto que los prados fertilizados presentan concentraciones de P particulado desorbido mucho más elevadas en los meses de enero, febrero, marzo, junio, octubre y noviembre. Al igual que los suelos forestales y que los prados naturales, los prados fertilizados presentan una concentración de P particulado desorbido elevada en el mes de noviembre al inicio del estudio, descendiendo de forma muy pronunciada en diciembre, mes en el que los suelos bajo los tres usos alcanzan su mínimo anual.

En los prados fertilizados en enero aumenta la concentración de PP 1:20, y a partir de este mes el comportamiento de estos suelos es muy diferente al que presentan los suelos de los otros dos usos, puesto que desde diciembre hasta febrero se incrementa fuertemente el PP 1:20, de modo que en febrero los prados fertilizados alcanzan el máximo anual. Posteriormente, esta forma de P tiende a disminuir de forma paulatina hasta septiembre (inicio del otoño), aunque en junio, al inicio del verano, se produce un pequeño incremento; posteriormente, en octubre se observa un considerable incremento del PP 1:20, alcanzando un valor bastante elevado que se mantiene en noviembre (al final del estudio).

Al comparar los valores de P total desorbido en los tres usos del suelo, se observa que los picos que presentan los prados fertilizados no son tan pronunciados como los encontrados en la desorción del P particulado para este mismo grupo de suelos.

Los suelos forestales presentan a lo largo de todo el año valores de P total desorbido menores que los prados naturales y éstos, a su vez, menores que los prados fertilizados. Con independencia de la intensidad de manejo del suelo, el mínimo de concentración anual se produce en diciembre. Por otro lado, mientras que los suelos forestales y los prados naturales presentan los valores medios más elevados de TP 1:20 en los meses de noviembre (inicial), abril, mayo y julio, los prados fertilizados los presentan en los meses de invierno y de primavera (desde enero hasta abril) y en junio, octubre y noviembre (final del estudio).

***6.- RESULTADOS DE LOS SUELOS
PRÓXIMOS AL EMBALSE DE
PORTODEMOUROS***

6. Resultados relativos a los suelos de los alrededores del embalse de Portodemouros

6.1. Propiedades generales de los suelos

6.1.1. Valores de pH en H₂O y en KCl

El pH en agua presentó un valor medio de 5.31 para los suelos de cultivo, de 5.57 para los suelos de prado y de 5.48 para los suelos forestales. Atendiendo a los intervalos de valores se observa que, según la clasificación de Guitián y Carballas (1976), los suelos bajo diferentes usos se corresponden, en general, con suelos ácidos aunque hay que indicar que para algunos suelos forestales se alcanzan valores neutros y valores débilmente ácidos para algunos de los suelos de prado y de cultivo.

Tabla 6.1.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el pH en H₂O de los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

pH H ₂ O	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	5.48 ^a	5.57 ^a	5.31 ^a
D.S.	0.39	0.29	0.30
INTERVALO	4.90-6.80	4.84-6.46	4.81-6.05

Debido a la proximidad de los valores medios y a las bajas desviaciones no existen diferencias significativas para un nivel de confianza del 99.5 % entre los valores de pH en agua de los suelos dedicados a diferentes usos (Figura 6.1). Para los suelos forestales, de prado y de cultivo las desviaciones estándar son pequeñas (0.39, 0.29 y 0.30, respectivamente) y la variabilidad que presentan los suelos bajo diferentes usos es similar, siendo los suelos forestales los que presentan el valor más elevado con un coeficiente de variación del 7 % frente al 5 % de los prados.

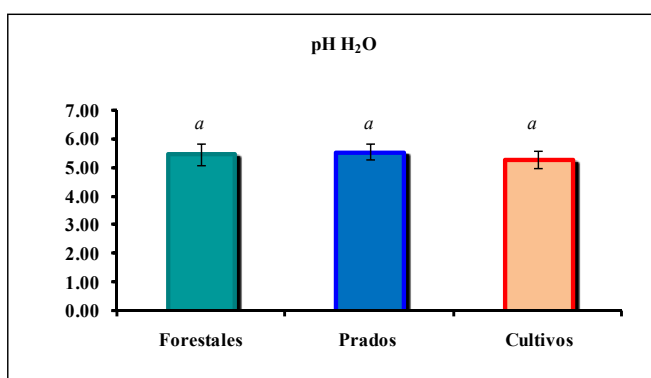


Figura 6.1.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el pH en H₂O de los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En lo que respecta a la acidez potencial del suelo, que se conoce a través de la medida del pH en KCl, se observa que los valores medios son de 4.08 para los suelos de cultivo, 4.28 para los suelos forestales y 4.36 para los suelos de prado.

Tabla 6.2.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el pH en KCl de los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

pH KCl	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	4.28 ^a	4.36 ^a	4.08 ^b
D.S.	0.37	0.28	0.18
INTERVALO	3.82-6.00	3.84-5.20	3.67-4.41

Existen diferencias significativas entre los valores de los suelos dedicados a cultivo con respecto a los de los otros dos usos. Las desviaciones estándar son pequeñas en los tres casos, presentando una mayor variabilidad los suelos forestales, con un coeficiente de variación del 9 %.

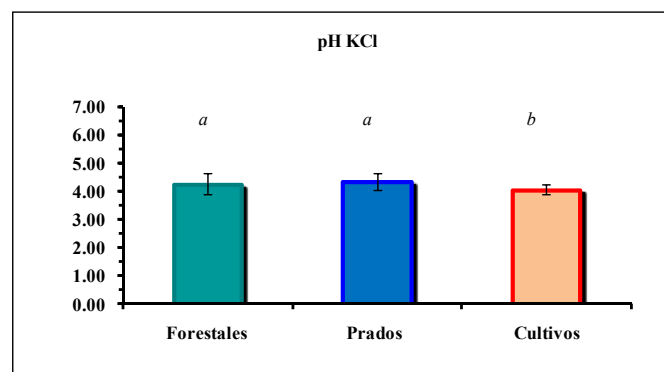


Figura 6.2.- Valores medios y desviaciones estándar obtenidos para el pH en KCl de los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

6.1.2. Contenido de carbono y nitrógeno totales y valores de la relación C/N

En la Tabla 6.3 se presentan los valores medios del contenido de carbono total (C total) obtenidos para los suelos de cada uso, así como el intervalo de valores y los valores de la desviación estándar obtenidos para cada caso. El valor medio más alto lo presentan los suelos forestales (4.91 %), seguido de los suelos de prado (4.12 %) y, por último, de los suelos dedicados a cultivo (3.39 %).

Hay que destacar que las diferencias entre los valores medios obtenidos para los suelos bajo los tres usos son significativas, a pesar del solapamiento parcial que existe entre los intervalos correspondientes.

Tabla 6.3.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del contenido de C total obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

C total	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	4.91 ^a	4.12 ^b	3.39 ^c
D.S.	1.41	1.36	0.92
INTERVALO	1.47-7.71	2.25-7.90	1.62-5.21

Los suelos de prado son los que presentan un coeficiente de variación mayor, 33 %, seguido de los forestales con un valor del 29 % y de los de cultivo, cuyo coeficiente de variación es del 27 %.

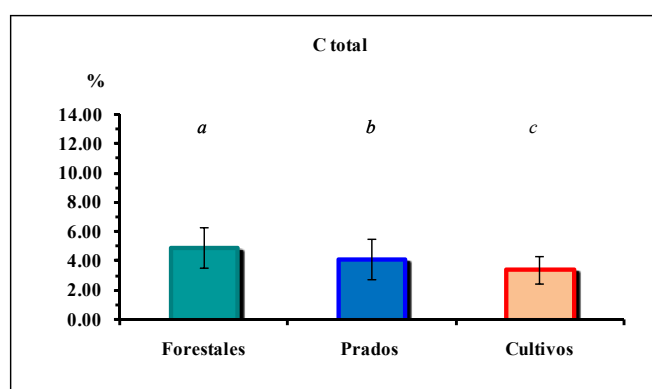


Figura 6.3.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de C total obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En el caso del nitrógeno total (N total), los valores medios más elevados los presentan los prados (0.35 %) y, a continuación, los suelos forestales, con un valor medio de 0.31 %, y los de cultivo (0.27 %). Hay que destacar que la tendencia que se observa para el N total no es la misma que la observada para el C total, ya que en el caso del N total los valores medios están muy próximos entre sí, posiblemente como consecuencia del aporte de fertilizantes ricos en nitrógeno que compensan la disminución del nitrógeno provocado por la pérdida de la materia orgánica que genera el uso agrícola del suelo.

Si se observa la Figura 6.4, queda de manifiesto que a pesar de la proximidad de los valores medios obtenidos para los tres grupos de suelos, existen diferencias significativas entre los de prado y los de cultivo. La variabilidad para los suelos de cada uso es moderada, siendo el coeficiente de variación más alto el de los prados (37 %), seguido del de los suelos forestales (32 %) y del de los de cultivo, cuyo coeficiente de variación es del 22 %.

Tabla 6.4.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del contenido de N total obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

N total	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.31 ^{ab}	0.35 ^a	0.27 ^b
D.S.	0.10	0.13	0.06
INTERVALO	0.10-0.54	0.21-0.73	0.16-0.38

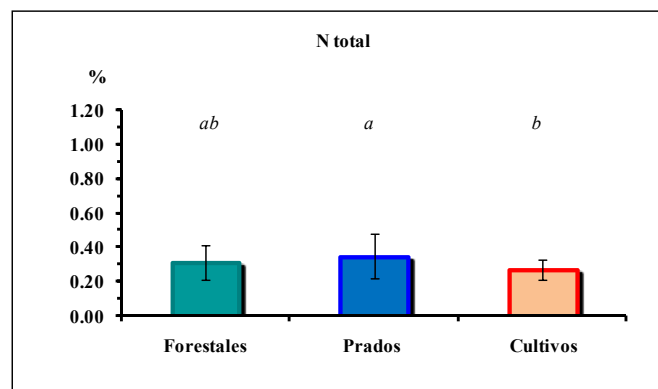


Figura 6.4.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de N total obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

La relación C/N, parámetro indicativo del grado de humificación de la materia orgánica, presenta los valores más elevados para los suelos forestales (16.7), seguidos por los suelos dedicados a cultivo, con un valor medio de 12.9 y, por último, por los prados, para los que la relación es de 11.9.

Tabla 6.5.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la relación C/N obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

C/N	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	16.7 ^a	11.9 ^b	12.9 ^b
D.S.	3.5	1.8	2.6
INTERVALO	6.8-27.0	8.4-17.4	8.9-18.6

Existen diferencias significativas en el valor de la relación C/N de los suelos forestales y de los suelos con los otros usos como queda reflejado en la Figura 6.5.

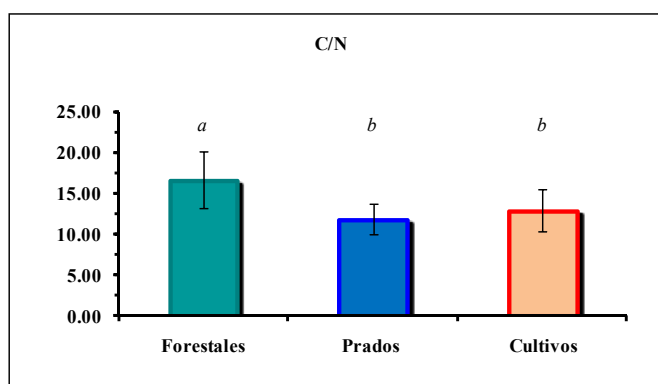


Figura 6.5.- Valores medios y desviaciones estándar de la relación C/N obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5%.

A los suelos forestales, que presentan el valor medio de C/N más elevado, también les corresponde una mayor variabilidad, ya que muestran una mayor desviación estándar, aunque las diferencias son pequeñas, ya que presentan un coeficiente de variación del 21 %, muy próximo al valor que presentan los suelos de prado (20 %) y un poco más distante del que presentan los de cultivo, cuyo coeficiente de variación es del 15 %. El que los suelos forestales presenten los valores más elevados indica que la humificación en este suelo es más desfavorable que en los otros dos casos.

6.1.3. Contenido de óxidos amorfos de hierro y aluminio extraíbles

A continuación se indican los valores de Fe extraído con oxálico-oxalato expresado como gramos de Fe_2O_3 por cada 100 g de suelo.

El valor medio más elevado lo presentan los prados ($0.51 \text{ g Fe}_2\text{O}_3 \text{ } 100 \text{ g}^{-1} \text{ suelo}$), seguidos de los suelos forestales ($0.46 \text{ g Fe}_2\text{O}_3 \text{ } 100 \text{ g}^{-1} \text{ suelo}$) y, a continuación, de los de cultivo ($0.41 \text{ g Fe}_2\text{O}_3 \text{ } 100 \text{ g}^{-1} \text{ suelo}$).

Tabla 6.6.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del contenido de Fe_2O_3 obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Fe_2O_3	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.46 ^{ab}	0.51 ^a	0.41 ^b
D.S.	0.19	0.17	0.11
INTERVALO	0.19-1.06	0.24-1.07	0.26-0.69

Existen diferencias significativas entre los suelos dedicados a prado y los dedicados a cultivo, como se refleja en la Figura 6.6.

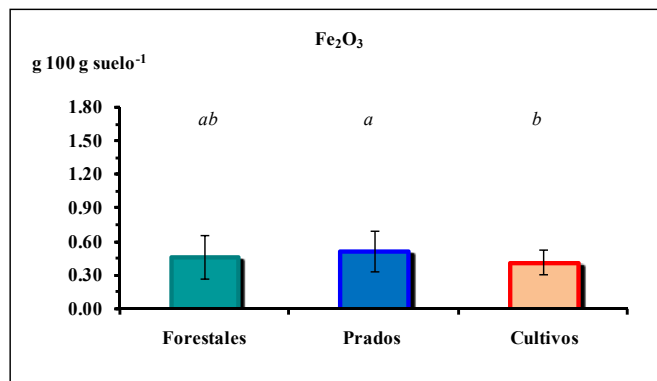


Figura 6.6.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de Fe_2O_3 obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5%.

La variabilidad más elevada la presentan los suelos forestales, con un coeficiente de variación del 41 %, frente a los de cultivo que presentan el coeficiente de variación más bajo, con un valor del 27 %.

Al estudiar los valores obtenidos para el Al_2O_3 extraído, que se recogen en la Tabla 6.7, se observa que la tendencia no es la misma que la encontrada para los óxidos de Fe, ya que para esta propiedad los valores más elevados los presentan los suelos forestales ($1.00 \text{ g Al}_2\text{O}_3 \text{ } 100 \text{ g}^{-1} \text{ suelo}$) seguidos de los de prado ($0.73 \text{ g Al}_2\text{O}_3 \text{ } 100 \text{ g}^{-1} \text{ suelo}$) y, por último, de los de cultivo ($0.47 \text{ g Al}_2\text{O}_3 \text{ } 100 \text{ g}^{-1} \text{ suelo}$).

Tabla 6.7.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del contenido de Al_2O_3 obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Al_2O_3	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	1.00a	0.73ab	0.47b
D.S.	0.35	0.74	0.16
INTERVALO	0.22-1.78	0.24-2.97	0.24-0.84

Existen diferencias significativas entre los suelos forestales y los suelos dedicados a cultivo (Figura 6.7). Los prados presentan una desviación estándar mayor que el valor medio (Tabla 6.7), lo que refleja una variabilidad muy elevada, como indica su coeficiente de variación del 101 %, mientras que los suelos forestales presentan un coeficiente de variación del 35 % y los de cultivo del 34 %.

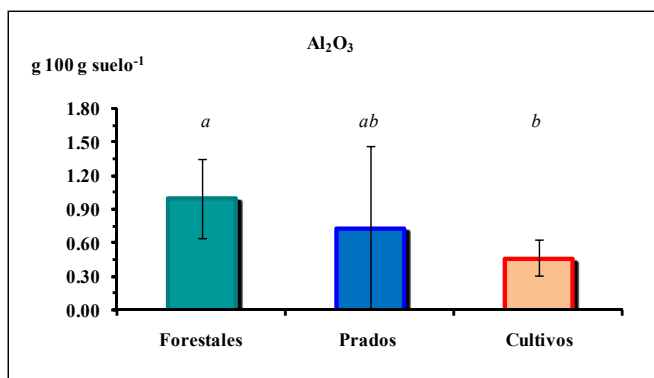


Figura 6.7.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de Al_2O_3 obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

6.2. Parámetros del fósforo

6.2.1. Fósforo extraído con bicarbonato

En la Tabla 6.8 se recogen los intervalos de valores, los valores medios y las desviaciones estándar para el P total, P inorgánico y P orgánico extraído con bicarbonato (P total bic, P inorg bic y P org bic, respectivamente) obtenidos para los suelos bajo los diferentes usos.

Tabla 6.8.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar (D.S.) de P total bic, P inorg bic y P org bic ($mg\ kg^{-1}$) obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

		FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
P total bic	VALOR MEDIO	5.17 ^a	22.29 ^b	34.74 ^c
	D.S.	2.56	14.42	24.33
	INTERVALO	1.61-16.70	4.00-68.21	7.66-89.35
P inorg bic	VALOR MEDIO	1.79 ^a	14.42 ^b	26.05 ^c
	D.S.	0.94	11.26	21.60
	INTERVALO	0.17-4.52	0.88-56.54	5.48-64.10
P org bic	VALOR MEDIO	3.36 ^a	7.87 ^b	7.69 ^b
	D.S.	2.37	7.76	6.41
	INTERVALO	0.15-13.43	0.00-45.47	0.00-26.33

El P total bic y el P inorgánico bic presentan valores medios muy distintos según el uso del suelo; así el P total bic presenta un valor de $5.17\ mg\ kg^{-1}$ para suelos forestales frente al de $22.29\ mg\ kg^{-1}$ de los prados y el de $34.74\ mg\ kg^{-1}$ de los suelos de cultivo; a su vez, el P inorg bic presenta, por término medio, $1.79\ mg\ kg^{-1}$ en los suelos forestales, frente a los $14.42\ mg\ kg^{-1}$ de los prados y a los $26.05\ mg\ kg^{-1}$ de los cultivos. En ambos casos los cultivos presentan una

variabilidad muy elevada, como ponen de manifiesto los valores de la desviación estándar obtenidos (Tabla 6.8), de modo que los valores del coeficiente de variación son del 70 % para el P total bic y del 83 % para el P inorg bic. El P org bic rompe esta tendencia, pues no hay tanta diferencia entre los valores medios, que son de 3.36 mg kg⁻¹ para los suelos forestales, 7.87 mg kg⁻¹ para los de prado y 7.69 mg kg⁻¹ para los de cultivo.

En lo que respecta a las diferencias en los contenidos de P total bic y P inorg bic entre los suelos con diferentes usos, en todos los casos éstas son significativas. Sin embargo, para el P org bic sólo existen diferencias significativas entre los suelos forestales y los otros dos usos del suelo (prados y cultivo). Además, se observa que la tendencia cambia, pues los prados presentan un valor medio de P org bic ligeramente superior al de los suelos de cultivo aunque, como ya se dijo, las diferencias entre ambos no son significativas (Tabla 6.8).

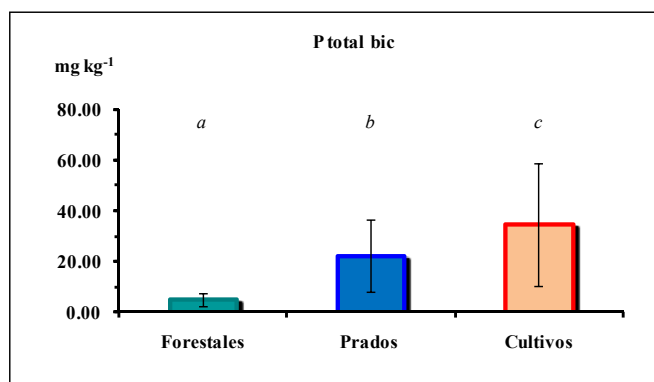


Figura 6.8.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de P total bic obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

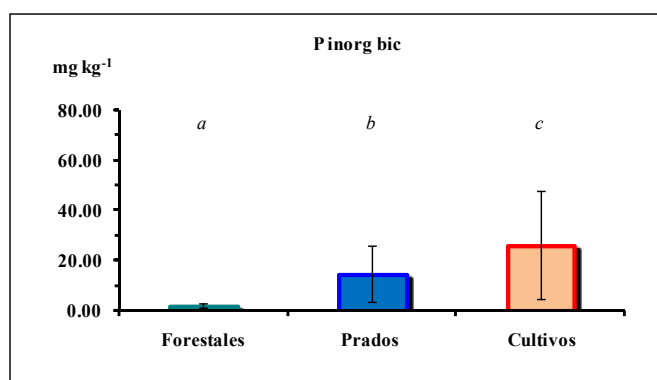


Figura 6.9.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de P inorg bic obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

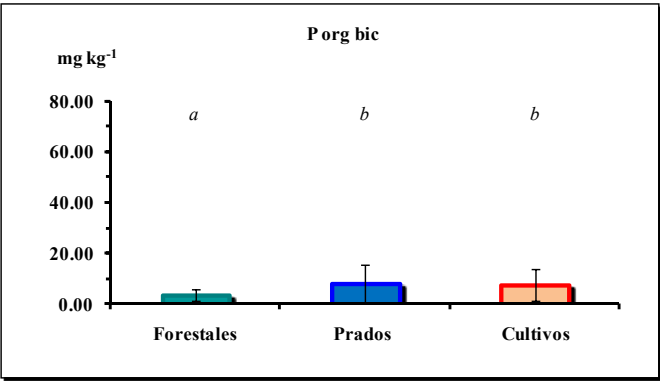


Figura 6.10.- Valores medios y desviaciones estándar del contenido de P org bic obtenido para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

A diferencia de lo que ocurría para el P total bic y el P inorg bic, para el P org bic los prados son los que presentan el coeficiente de variación más elevado, con un valor del 99.5 %. Los suelos forestales son los que presentan la menor variabilidad, tanto en cuanto al contenido de P total bic como de P inorg bic y de P org bic, con coeficientes de variación del 49 %, 52 % y 70 %, respectivamente.

6.2.2. Adsorción del fósforo

Para realizar el estudio de la adsorción del fósforo se evalúa el fósforo en equilibrio tras la adición al suelo de dos soluciones de P de concentraciones diferentes, una de 5 y otra de 30 µg mL⁻¹ de fósforo. Se estudia la concentración del fósforo en equilibrio que refleja el parámetro intensidad.

6.2.2.1. Concentración de fósforo en equilibrio (P equil.) tras la adición de 5 µg mL⁻¹

Los valores de P en equilibrio tras la adición de una solución que contiene 5 µg mL⁻¹ de P se exponen en la Tabla 6.9, donde se comprueba que los prados presentan el valor medio más elevado (0.26 µg mL⁻¹), seguidos por los suelos de cultivo que presentan un valor ligeramente inferior (0.24 µg mL⁻¹), mientras que los suelos forestales tienen un valor medio mucho más bajo (0.06 µg mL⁻¹).

Tabla 6.9.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio obtenidos para los suelos con distintos usos tras la adición 5 µg mL⁻¹ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P equil. (5 µg mL ⁻¹)	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.06a	0.26b	0.24b
D.S.	0.05	0.33	0.22
INTERVALO	0.01-0.49	0.02-2.14	0.02-1.11

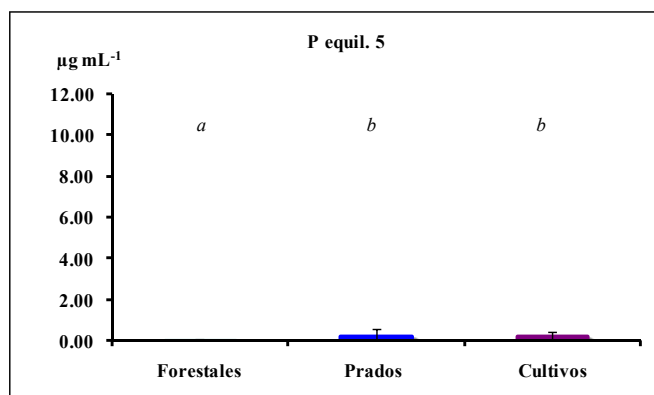


Figura 6.11.- Valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio obtenidos para los suelos con distintos usos tras la adición de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Como queda de manifiesto en la Figura 6.11 y en la Tabla 6.9, no existen diferencias significativas entre los suelos de prado y los de cultivo en cuanto a la concentración de P en equilibrio determinada tras la adición de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$, pero sí existen diferencias significativas de cualquiera de estos dos grupos de suelos con respecto a los suelos forestales.

Los valores de la desviación estándar obtenidos para los tres grupos de suelos son muy elevados (Tabla 6.9), por lo que los coeficientes de variación también son altos y oscilan entre el 83 % obtenido para los suelos forestales y el 127 % para los prados, lo que denota una elevada variabilidad para los suelos con los tres diferentes usos.

Al comparar los intervalos de variación de la concentración de P en equilibrio obtenidos para una solución de P de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ (Tabla 6.8), queda de manifiesto que los suelos forestales presentan los valores más bajos ($0.01\text{-}0.49 \mu\text{g mL}^{-1}$), seguidos de los suelos de cultivo ($0.02\text{-}1.11 \mu\text{g mL}^{-1}$) y, por último, de los prados, que poseen el rango más amplio ($0.02\text{-}2.14 \mu\text{g mL}^{-1}$), coincidiendo el valor mínimo del intervalo de variación con el mínimo valor de los suelos de cultivo.

6.2.2.2. Concentración de P en equilibrio (P equil.) tras la adición de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$

En la Tabla 6.10 se muestran los valores de la concentración de P en equilibrio obtenidos tras la adición de una solución de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$. Para esta concentración de P añadido, el mayor valor medio lo presentan los suelos de cultivo ($5.47 \mu\text{g mL}^{-1}$), seguidos de los prados ($5.28 \mu\text{g mL}^{-1}$) y, por último, de los suelos forestales ($1.17 \mu\text{g mL}^{-1}$).

Las diferencias sólo son significativas entre valores medios obtenidos para los suelos forestales y los de los otros dos usos del suelo (Tabla 6.10, Figura 6.12).

Tabla 6.10.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio obtenidos para los suelos con distintos usos tras la adición $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P equil. ($30 \mu\text{g mL}^{-1}$)	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	1.17 ^a	5.28 ^b	5.47 ^b
D.S.	1.99	5.47	3.48
INTERVALO	0.10-14.44	0.14-17.85	0.63-9.87

En contraposición a lo visto en el apartado anterior para una adición de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$, ahora para una adición de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ la mayor variabilidad la presentan los suelos forestales, tal y como muestran los valores de la desviación estándar obtenidos (Tabla 6.10) y que determinan que estos suelos tengan un coeficiente de variación del 170 % frente al 103 % de los prados y al 64 % de los suelos de cultivo.

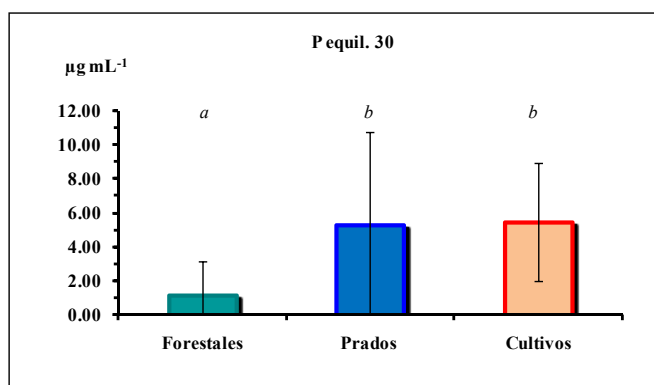


Figura 6.12.- Valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio para los suelos con distintos usos tras la adición de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Al igual que sucedía tras la adición de una solución de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ de P, los intervalos de variación obtenidos para cada grupo de suelos son claramente diferentes, presentando los suelos de cultivo el intervalo más bajo ($0.63\text{-}9.87 \mu\text{g mL}^{-1}$), seguidos de los suelos forestales ($0.10\text{-}14.44 \mu\text{g mL}^{-1}$) y, por último, de los prados que, con el intervalo de variación ($0.14\text{-}17.85 \mu\text{g mL}^{-1}$) reflejan una variabilidad mayor que en los otros dos usos del suelo (Tabla 6.10).

Si se presentan conjuntamente (Tabla 6.11, Figura 6.12), los valores medios de la concentración fósforo en equilibrio para los suelos bajo diferentes usos después de añadir 5 ó $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo, se observa que existe una tendencia clara, ya que para las dos soluciones estudiadas los valores medios de los suelos forestales son menores que los de los suelos con otros usos, reflejando su mayor capacidad de retención.

Tabla 6.11.- Valores medios anuales de fósforo en equilibrio para los suelos con distintos usos tras la adición de 5 y 30 $\mu\text{g mL}^{-1}$ de P.

ADICIÓN	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
5 $\mu\text{g mL}^{-1}$	0.06	0.26	0.24
30 $\mu\text{g mL}^{-1}$	1.17	5.28	5.47

Al comparar los suelos dedicados a prado y los suelos de cultivo se observa que son muy semejantes, aunque al alcanzar el equilibrio tras añadir 5 $\mu\text{g mL}^{-1}$ los prados presentan un valor medio de concentración de P algo más elevado, mientras que al alcanzarlo tras adicionar 30 $\mu\text{g mL}^{-1}$ se invierte el orden, siendo los suelos de cultivo los que presentan el valor medio más elevado de dicha concentración.

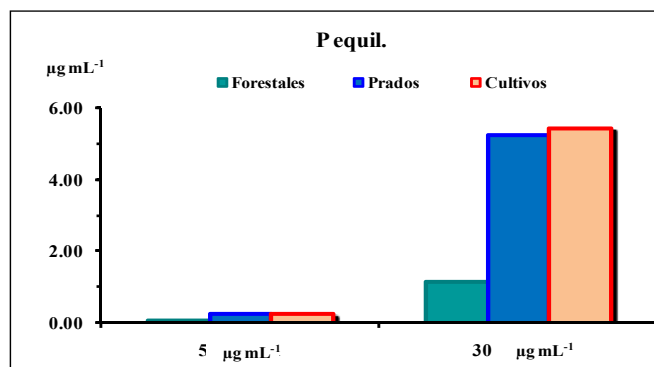


Figura 6.13.- Valores medios de fósforo en equilibrio para los suelos con distintos usos tras la adición 5 y 30 $\mu\text{g mL}^{-1}$ de P.

6.2.3. Ordenada de la isoterma de Freundlich

Como complemento a todo lo expuesto anteriormente se indican los valores obtenidos para los suelos bajo diferentes usos de la ordenada en el origen ($\text{Ln } a$) de la isoterma de Freundlich, parámetro relacionado con la adsorción máxima de P que puede presentar el suelo, y que se recogen en la Tabla 6.12. El valor medio más alto se obtiene para los suelos forestales (7.62) y el más bajo para los suelos de cultivo (5.43).

Tabla 6.12.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del $\text{Ln } a$ de la isoterma de Freundlich obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

$\text{Ln } a$	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	7.62 ^a	5.67 ^b	5.43 ^b
D.S.	1.67	0.78	0.68
INTERVALO	4.77-15.94	3.11-8.24	4.26-6.67

Existen diferencias significativas entre los valores de la ordenada obtenidos para los suelos forestales y los obtenidos para los otros dos usos del suelo (Tabla 6.12, Figura 6.14), siendo la variabilidad muy baja en todos los casos, con coeficientes de variación del 13 %, 14 % y 22 % para los suelos de cultivo, los de prado y los forestales, respectivamente. Cabe destacar que el intervalo de valores de los suelos forestales es considerablemente más amplio (4.77-15.94) que el de los suelos de prado (3.11-8.24) y, sobre todo, que el intervalo de los suelos de cultivo (4.26-6.67).

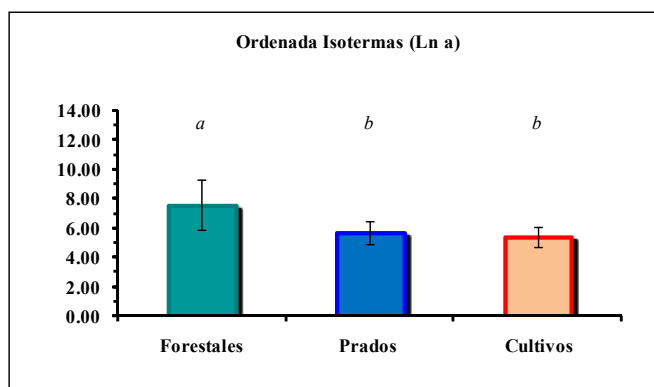


Figura 6.14.- Valores medios y desviaciones estándar de la ordenada ($\ln a$) de la isoterma de Freundlich para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

6.2.4. Grado de saturación en P

Tal y como se dijo anteriormente, el grado de saturación en P se estimó utilizando distintas aproximaciones, obteniendo diferentes índices (PSD 1, PSD 2, PSD 3 y PSD 4; ver apartado 5.2.4) en función de la aproximación utilizada. A continuación se describirán los valores obtenidos para los diferentes índices para los suelos de la zona del embalse de Portodemouros.

En la Tabla 6.13 se muestran los valores del índice de saturación PSD 1 obtenidos para los suelos bajo los tres usos investigados. Se observa que los suelos de cultivo son los que presentan el valor medio del índice de saturación PSD 1 más elevado ($25.96 \text{ cg mol}^{-1}$), seguidos de los prados, cuyo valor medio es 1.6 veces menor ($15.98 \text{ cg mol}^{-1}$) y, por último, de los suelos forestales, que presentan un valor medio 11.1 veces inferior al de los suelos de cultivo (2.33 cg mol^{-1}).

Como cabía esperar por el pronunciado incremento que se produce en los valores medios, a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo, existen diferencias significativas entre los tres usos del suelo, como se observa en la Figura 6.15 y en la Tabla 6.13. La variabilidad que presentan los suelos es elevada (Tabla 6.13), de modo que los coeficientes de variación oscilan entre el 70 % para los suelos forestales, el 78 % para los suelos de cultivo y el 80 % para los prados.

Tabla 6.13.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 1 (cg mol^{-1}), obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 1	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	2.33 ^a	15.98 ^b	25.96 ^c
D.S.	1.63	12.72	20.33
INTERVALO	0.61-8.25	0.67-51.62	4.07-73.34

Si se analizan los intervalos de valores de PSD 1 obtenidos, pueden apreciarse las diferencias que existen entre los suelos bajo diferentes usos, ya que el intervalo de valores obtenidos para los suelos forestales ($0.61\text{-}8.25 \text{ cg mol}^{-1}$) es claramente inferior al de los suelos de cultivo ($4.07\text{-}73.34 \text{ cg mol}^{-1}$), mientras que el de los prados ($0.67\text{-}51.62 \text{ cg mol}^{-1}$) es más próximo al comportamiento de los suelos de cultivo que al de los forestales.

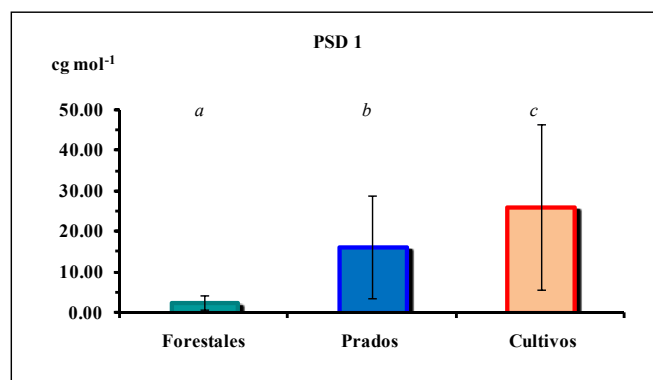


Figura 6.15.- Valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 1 obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Al evaluar los valores obtenidos para el índice de saturación PSD 2 (Tabla 6.14, Figura 6.16) se observa la misma tendencia que para el PSD 1, esto es, los suelos dedicados a cultivo presentan el valor medio más elevado ($19.84 \text{ cg mol}^{-1}$), seguidos de los prados ($10.40 \text{ cg mol}^{-1}$) y, muy por debajo, de los suelos forestales, 0.79 cg mol^{-1} . Hay que destacar que el valor medio de los suelos de cultivo es 25.1 veces mayor que el de los forestales.

Existen diferencias significativas entre los valores medios del índice PSD 2 para los tres usos del suelo, siendo la variabilidad de los suelos forestales (con un coeficiente de variación del 65 %), moderadamente inferior a la que presentan los suelos de cultivo y los de prado, cuyos coeficientes son del 90 % y 93 %, respectivamente.

Tabla 6.14.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 2 (cg mol^{-1}) obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 2	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.79 ^a	10.40 ^b	19.84 ^c
D.S.	0.51	9.72	17.93
INTERVALO	0.05-2.45	0.21-44.80	3.15-62.66

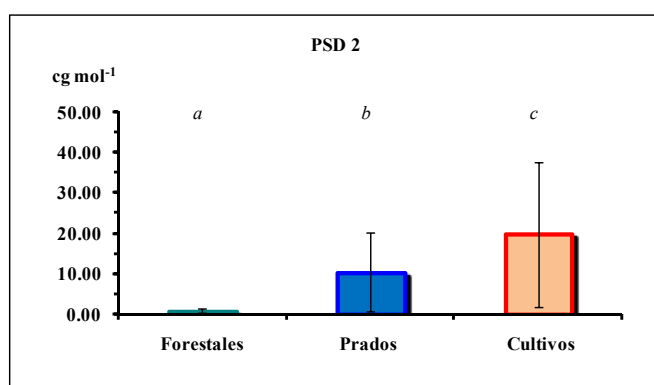


Figura 6.16.- Valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 2 obtenidos para los suelos bajo diferentes usos. Letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Cuando se estudian los valores medios del índice de saturación PSD 3 (Tabla 6.15, Figura 6.17) se pone de manifiesto que, al igual que sucedía para los índices de saturación PSD 1 y PSD 2, este parámetro aumenta a medida que aumenta la intensidad de manejo de los suelos, siendo los suelos de cultivo los que presentan el valor medio más elevado ($663.66 \text{ dg kg}^{-1}$), que es 1.6 veces superior al valor medio que presentan los prados ($418.01 \text{ dg kg}^{-1}$) y 9.6 veces mayor al que presentan los suelos forestales (68.99 dg kg^{-1}).

Tabla 6.15.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 3 (dg kg^{-1}), obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 3	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	68.99 ^a	418.01 ^b	663.66 ^c
D.S.	35.41	304.72	521.42
INTERVALO	25.34-212.10	48.53-1150.01	116.55-1820.09

Las diferencias entre los suelos bajo diferentes usos son significativas para un nivel de $p < 0.005$, como muestran la Figura 6.17 y la Tabla 6.15. También en la Tabla 6.15 se observa que

la variabilidad que presentan los prados y los suelos de cultivo es elevada, con coeficientes de variación del 73 % y del 79 % respectivamente, mientras que los suelos forestales presentan unos valores más uniformes, siendo su coeficiente de variación del 51 %.

Al evaluar los intervalos de valores obtenidos para los diferentes grupos de suelos (Tabla 6.15), puede apreciarse que el intervalo de valores de los suelos forestales (25.34-212.10 dg kg^{-1}) es notoriamente inferior al de los suelos de cultivo (116.55-1820.09 dg kg^{-1}) y que los prados presentan un intervalo intermedio (48.53-1150.01 dg kg^{-1}), más próximo al comportamiento de los suelos de cultivo que al de los suelos forestales.

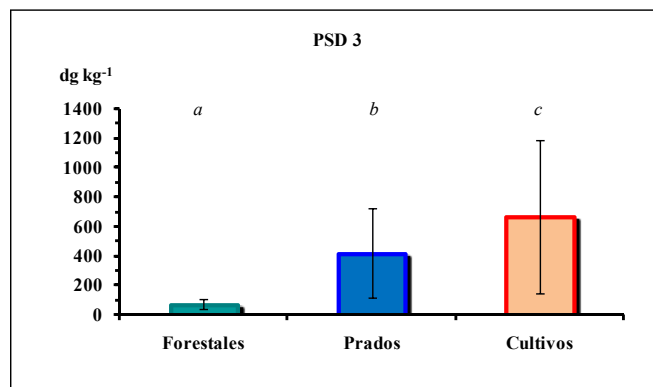


Figura 6.17.- Valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 3 obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Al evaluar los valores del índice de saturación PSD 4 (Tabla 6.16, Figura 6.18), se observa que los suelos de cultivo son los que presentan el valor medio más elevado (511.82 dg kg^{-1}), valor que es 1.9 veces el de los prados (274.60 dg kg^{-1}) y 21.2 veces el que presentan los suelos forestales (24.13 dg kg^{-1}).

Tabla 6.16.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 4 (dg kg^{-1}), obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 4	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	24.13 ^a	274.60 ^b	511.81 ^c
D.S.	13.15	245.50	465.78
INTERVALO	2.28-64.56	13.68-1345.17	85.03-1505.80

Como se comprueba en la Figura 6.18, existen diferencias significativas entre los tres tipos de suelos, como consecuencia de las pronunciadas diferencias que presentan los valores medios. Los valores del índice PSD 4 obtenido para los suelos de prado y de cultivo presentan una

variabilidad elevada, con unos coeficientes de variación del 89 % y del 91 %, respectivamente, mientras que la variabilidad de los valores obtenidos para los suelos forestales es mucho menor, con un coeficiente de variación del 54 %. Si se analizan los intervalos de valores obtenidos para los diferentes grupos de suelos, puede apreciarse que los valores de los suelos forestales (2.28-64.56 dg kg⁻¹) son claramente inferiores a los de los de cultivo (85.03-1505.80 dg kg⁻¹) y que los prados se sitúan en un término medio (13.68-1345.17 dg kg⁻¹), más próximo al comportamiento de los suelos de cultivo que al de los suelos forestales.

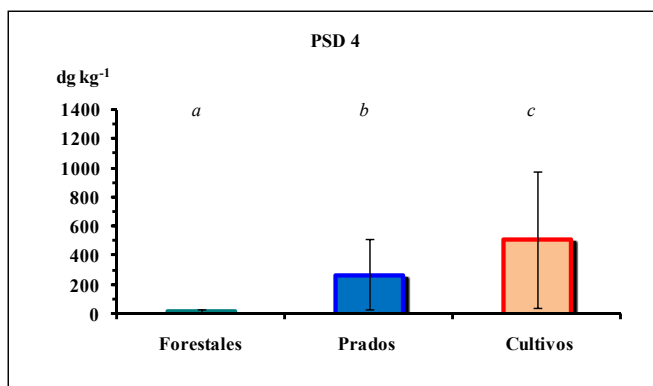


Figura 6.18.- Valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 4 obtenidos para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

6.2.5. Influencia de la relación suelo – extractante en la desorción del P

6.2.5.1. Desorción de P para una relación 1:100

Seguidamente se expondrán los valores de P desorbido (P total, MRP y P particulado) obtenidos para los distintos suelos estudiados, cuando se utiliza una relación suelo:agua 1:100 y un tiempo de extracción de 30 minutos.

Con respecto al P total desorbido (TP) puede apreciarse (Tabla 6.17) que los suelos de cultivo son los que desorben una mayor concentración de P (0.19 mg L⁻¹), reflejando una mayor disponibilidad del P desorbible, seguido de los prados (0.13 mg L⁻¹) y de los suelos forestales, para los que el valor medio es de 0.06 mg L⁻¹.

Se produce un elevado incremento en el valor medio del TP desorbido tanto en los suelos de cultivo como en los prados al compararlos con los valores encontrados para los suelos forestales, cuya media está muy por debajo de las otras dos. También se observa que las diferencias son significativas para los suelos bajo los tres diferentes usos.

Tabla 6.17.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de P total (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:100 (TP 1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

TP 1:100	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.06a	0.13b	0.19c
D.S.	0.02	0.09	0.10
INTERVALO	0.02-0.13	0.03-0.57	0.01-0.43

La mayor variabilidad la presentan los prados, con un coeficiente de variación del 69 %, frente al coeficiente de variación de los suelos de cultivo (53 %) y, por último, los suelos forestales que, con un valor del 33 %, son más uniformes. Al comparar los intervalos obtenidos para los tres usos (Tabla 6.17), se observa que los suelos forestales presentan un intervalo con bajos valores y poco amplio (0.02-0.13 mg L^{-1}), en contraposición con los suelos de prado, cuyo intervalo de variación se distancia mucho del de los forestales (0.03-0.57 mg L^{-1}) y presentan el valor máximo más elevado. Los suelos de cultivo se sitúan en un término medio y, aunque presentan valores de desorción de TP superiores a los forestales, su rango de variación es menor que el de los prados (0.01-0.43 mg L^{-1}).

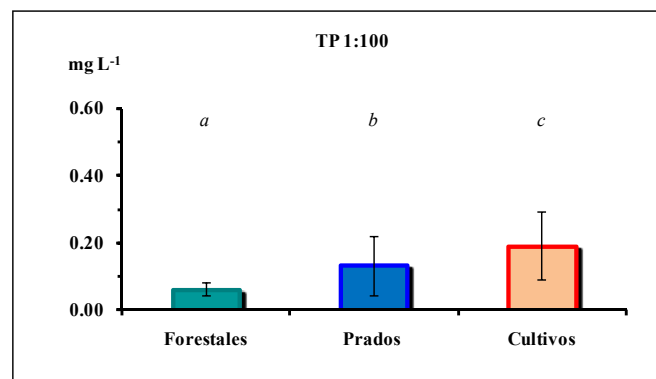


Figura 6.19.- Valores medios y desviaciones estándar de P total desorbido por los suelos, dilución 1:100 (TP 1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En la Tabla 6.18 se presentan los valores de P reactivo al molibdato desorbido (MRP 1:100). En ella se aprecia que el valor medio más elevado lo presentan los suelos de cultivo (0.09 mg L^{-1}), seguidos de los de prado (0.06 mg L^{-1}), que presentan un valor intermedio, y de los suelos forestales (0.02 mg L^{-1}), que son los que poseen una menor cantidad de P desorbible.

Tabla 6.18.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de MRP (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:100 (MRP 1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 1:100	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.02 ^a	0.06 ^b	0.09 ^b
D.S.	0.02	0.06	0.09
INTERVALO	0.00-0.07	0.00-0.39	0.00-0.35

Se encuentran diferencias significativas entre el valor medio obtenido para los suelos forestales y el obtenido para los suelos de los otros usos, como queda de manifiesto en la Figura 6.20 y en la Tabla 6.18. Cabe destacar la elevada variabilidad de los valores del MRP desorbido por los suelos de cada uno de los en los tres usos (Tabla 6.18), siendo el coeficiente de variación del 100 % tanto para los suelos forestales, como para los de prado y los de cultivo. Como sucedía en el caso del TP desorbido, el comportamiento de los prados está más próximo al de los suelos de cultivo que al de los forestales. El intervalo de variación que presentan los valores de MRP desorbido obtenidos para los suelos forestales es poco amplio (0.00-0.07 mg L^{-1}); no sucede lo mismo con los prados, que presentan un intervalo de variación de 0.00 a 0.39 mg L^{-1} , ligeramente superior al de los suelos de cultivo (que abarca desde 0.00 hasta 0.35 mg L^{-1}), alejándose ambos de los valores de los suelos forestales.

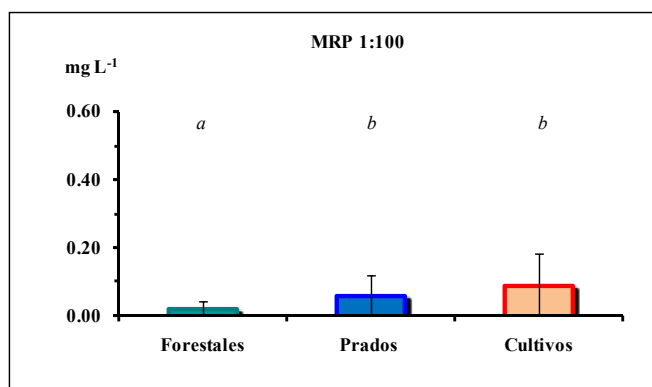


Figura 6.20.- Valores medios y desviaciones estándar de MRP desorbido por los suelos, dilución 1:100 (MRP 1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Al estudiar los valores de P particulado desorbido, que se calculan por diferencia entre el P total y el P reactivo al molibdato desorbidos (PP 1:100) y que se exponen en la Tabla 6.19, se observa que, de forma semejante a lo encontrado para los dos casos anteriores (TP y MRP desorbidos), el valor medio más alto lo presentan los suelos de cultivo (0.09 mg L^{-1}), seguidos de los de prado (0.07 mg L^{-1}) y, por último, de los suelos forestales (0.04 mg L^{-1}).

De forma similar a lo que sucedía para el MRP, aparecen diferencias significativas entre los valores medios de P particulado desorbido de los suelos forestales y los de los suelos de prado y cultivo (Tabla 6.19, Figura 6.21).

Tabla 6.19.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de P particulado (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:100 (PP1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PP 1:100	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.04 ^a	0.07 ^b	0.09 ^b
D.S.	0.03	0.04	0.06
INTERVALO	0.00-0.13	0.00-0.23	0.01-0.29

Las desviaciones estándar de los tres grupos de suelos son bastante elevadas y, en consecuencia, los coeficientes de variación presentan valores relativamente altos, siendo el más elevado el de los suelos forestales (coeficiente de variación del 75 %), seguido de los de cultivo y de los de prados (valores del 67 % y 57 %, respectivamente). El intervalo de variación de los valores obtenidos para los suelos forestales es claramente diferente al de los de cultivo (0.00-0.13 mg L^{-1} frente a 0.01-0.29 mg L^{-1}) que, a su vez, presentan un intervalo más amplio que los prados (Tabla 6.19).

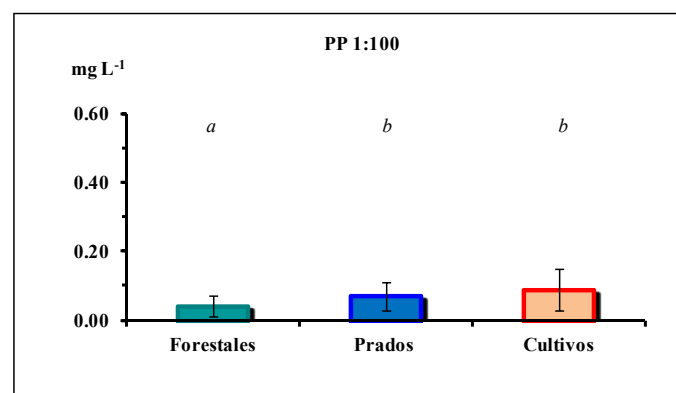


Figura 6.21.- Valores medios y desviaciones estándar de P particulado desorbido por los suelos, dilución 1:100 (PP 1:100) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Como conclusión, se podría indicar que el P total, el MRP y el P particulado siguen la misma tendencia en cuanto a los valores medios, pues todos presentan el valor medio máximo para los suelos de cultivo y el mínimo para los suelos forestales.

6.2.5.2. Desorción de P para una relación 1:20

A continuación se indican los datos de desorción de P (P total, MRP y P particulado) obtenidos para los suelos estudiados, si se utiliza una relación suelo:agua 1:20 y tras 30 minutos de extracción.

En la Tabla 6.20 se exponen los valores obtenidos para el P total (TP 1:20). Se puede apreciar que el valor medio más alto corresponde a los suelos de cultivo (0.64 mg L^{-1}) y el más bajo a los suelos forestales (0.18 mg L^{-1}), teniendo los prados un valor intermedio de 0.44 mg L^{-1} .

Tabla 6.20.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de P total (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:20 (TP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

TP 1:20	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.18 ^a	0.44 ^b	0.64 ^b
D.S.	0.09	0.33	0.42
INTERVALO	0.04-0.47	0.06-1.64	0.07-1.78

Como queda de manifiesto en la Figura 6.22 y en la Tabla 6.20, existen diferencias significativas entre los valores medios obtenidos para los suelos forestales y para los otros dos usos del suelo. Los valores de la desviación estándar y, por consiguiente, los de los coeficientes de variación de este parámetro son elevados en los tres casos, presentado un valor en suelos de prado, de cultivo y forestales de 75, 66 y 50 %, respectivamente. De la misma forma, hay que señalar que el intervalo de valores obtenido para los suelos de uso forestal ($0.04\text{-}0.47 \text{ mg L}^{-1}$) queda muy por debajo de los intervalos que presentan los prados y los suelos de cultivo (Tabla 6.20).

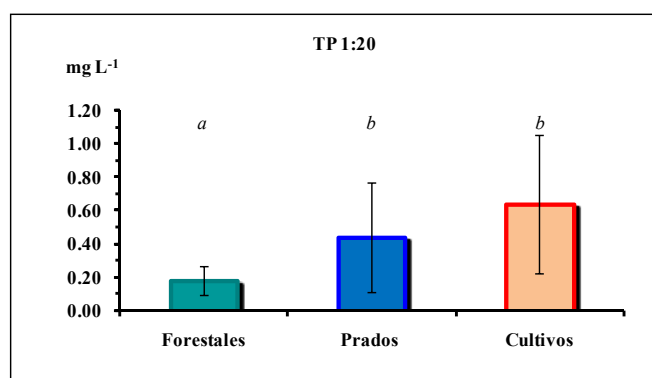


Figura 6.22.- Valores medios y desviaciones estándar de P total desorbido por los suelos, dilución 1:20 (TP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En lo que respecta al P reactivo al molibdato (MRP 1:20) se observa que, de forma semejante a lo encontrado para el TP 1:20, el valor medio más elevado lo presentan los suelos de cultivo (0.22 mg L^{-1}), seguidos de los de prado (0.10 mg L^{-1}) y, muy por debajo, de los suelos forestales con un valor de 0.03 mg L^{-1} .

Tabla 6.21.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de MRP (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:20 (MRP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 1:20	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.03 ^a	0.10 ^b	0.22 ^c
D.S.	0.03	0.15	0.32
INTERVALO	0.00-0.20	0.01-0.93	0.01-1.66

Se encuentran diferencias significativas entre los valores medios de MRP 1:20 obtenidos para los suelos bajo los tres diferentes usos, como queda reflejado en la Figura 6.23. Atendiendo a los valores de la Tabla 6.21, se debe destacar que tanto los suelos de prado como los de cultivo presentan unas desviaciones estándar superiores a sus respectivos valores medios, lo que refleja una gran variabilidad, tal como muestran los coeficientes de variación del 150 %, en los prados, y del 145 %, en los suelos de cultivo, frente al valor de 100 %, que presentan los suelos forestales. Aunque los rangos de variación se solapan para los tres usos, los suelos forestales son los que poseen un intervalo más bajo, de 0.00 a 0.20 mg L^{-1} , mientras que los de cultivo presentan el intervalo más amplio ($0.01\text{-}1.66 \text{ mg L}^{-1}$) siendo los prados los que se encuentran en una situación intermedia ($0.01\text{-}0.93 \text{ mg L}^{-1}$).

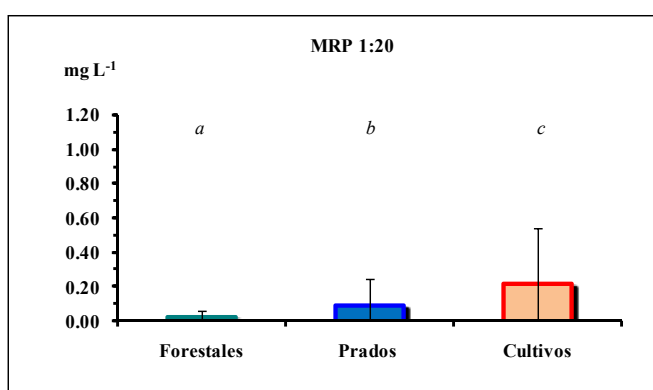


Figura 6.23.- Valores medios y desviaciones estándar de MRP desorbido por los suelos, dilución 1:20 (MRP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5%.

Al evaluar los datos del P particulado (PP 1:20) la tendencia sigue siendo la misma: los valores más elevados los presentan los suelos de cultivo (0.42 mg L^{-1}). Los prados, con un valor medio de 0.34 mg L^{-1} , están más próximos al comportamiento de los suelos de cultivo que al de los suelos forestales, ya que a estos últimos les corresponde un valor medio de 0.15 mg L^{-1} (Tabla 6.22).

Tabla 6.22.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de P particulado (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, dilución 1:20 (PP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PP 1:20	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.15 ^a	0.34 ^b	0.42 ^b
D.S.	0.09	0.22	0.25
INTERVALO	0.01-0.45	0.01-0.96	0.03-1.04

A diferencia de lo que ocurría en el caso anterior (MRP 1:20), no aparecen diferencias significativas entre los valores medios de PP 1:20 de los suelos de prado y de los de cultivo, pero sí aparecen diferencias entre los valores de estos dos usos del suelo y los de los suelos forestales. La variabilidad para cada tipo de suelo es moderada, oscilando entre el 65 %, que se corresponde con el coeficiente de variación de los prados, y el 60 %, que es el coeficiente de variación de los suelos forestales. Los suelos forestales presentan el intervalo de variación menor ($0.01\text{-}0.45 \text{ mg L}^{-1}$), mientras que los de cultivo presentan un intervalo más amplio ($0.03\text{-}1.04 \text{ mg L}^{-1}$). Por su parte, los prados presentan unos valores intermedios ($0.01\text{-}0.96 \text{ mg L}^{-1}$), con un comportamiento más próximo al de los suelos de cultivo que al de los forestales (Tabla 6.22).

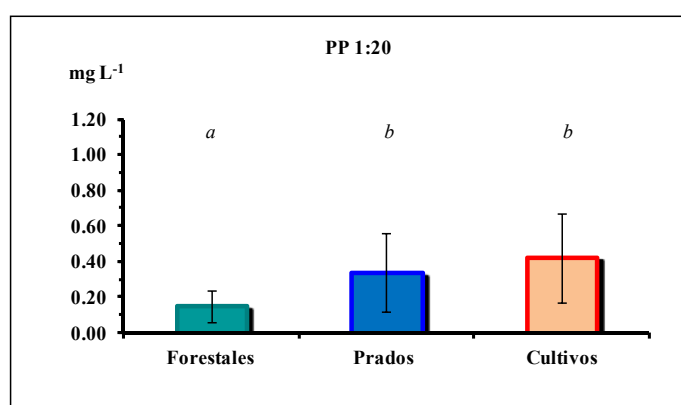


Figura 6.24.- Valores medios y desviaciones estándar de P particulado desorbido por los suelos, dilución 1:20 (PP 1:20) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Si se hace una valoración general se observa que los menores coeficientes de variación obtenidos para las diferentes formas de P desorbido tanto para la relación 1:100 como para la relación 1:20 los presentan los suelos forestales, lo que pone claramente de manifiesto la uniformidad propia de los suelos no alterados por la actividad agrícola.

Al comparar los valores de P desorbido (TP, MRP, PP) para las dos relaciones suelo:extractante (1:100 y 1:20), que se muestran en las gráficas de la Figura 6.25, se aprecia cómo los valores de P desorbido con la relación suelo:agua 1:20 son claramente mayores que los de P desorbido con 1:100, sobre todo para las formas totales y particuladas. En el caso del MRP las diferencias son menos pronunciadas, aunque siguen apareciendo los valores más altos de desorción para la relación 1:20.

Tabla 6.23.- Valores medios anuales de P total, MRP y P particulado (mg L^{-1}) desorbido por los suelos, diluciones 1:20 y 1:100, para los suelos bajo diferentes usos.

		FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
1:100	P total	0.06	0.13	0.19
	MRP	0.02	0.06	0.09
	P particulado	0.04	0.07	0.09
1:20	P total	0.18	0.44	0.64
	MRP	0.03	0.10	0.22
	P particulado	0.15	0.34	0.42

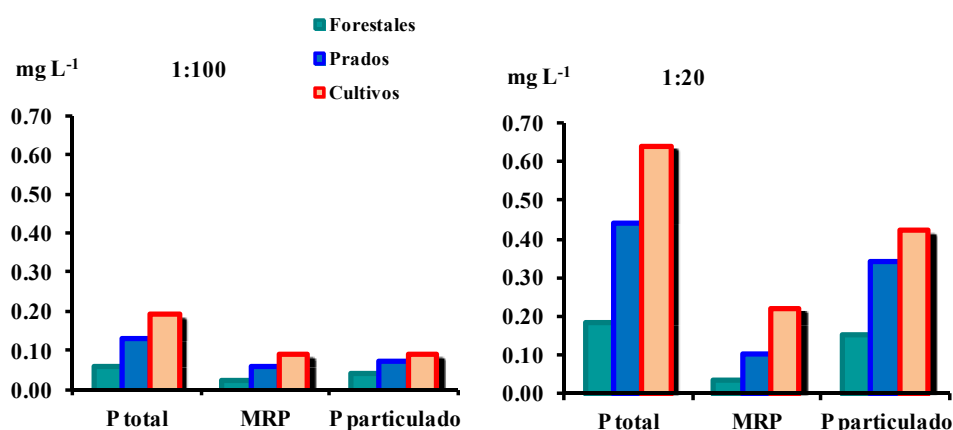


Figura 6.25.- Valores medios de P total, MRP y P particulado desorbido por los suelos, dilución 1:100 y dilución 1:20, para los suelos bajo diferentes usos.

Las proporciones entre los valores medios de P total y P particulado desorbido para cada grupo de suelos se cumplen para las dos relaciones suelo:agua (Tabla 6.23, Figura 6.25); no sucede lo mismo entre el P particulado y el MRP, que para la dilución 1:100 coinciden en su valor

(0.09 mg L⁻¹) en los suelos de cultivo y son similares en los suelos de prado y en los forestales, mientras que para la dilución 1:20 la desorción de fósforo particulado es el doble que la de MRP (0.42 mg L⁻¹ y 0.22 mg L⁻¹) para los suelos de cultivo y esta tendencia también aparece en los prados y en los suelos forestales, aunque en estos suelos el P particulado es el triple que el MRP, como queda reflejado en la Tabla 6.23 y en la Figura 6.25. Estas diferencias ponen de manifiesto una mayor facilidad de extracción del fósforo particulado cuando la relación suelo:agua es menor.

6.2.6. Influencia del tiempo de desorción sobre la liberación del MRP

En este apartado se indican los valores de MRP desorbido en función del tiempo de extracción (5, 30 y 120 minutos) para una relación suelo:agua 1:20.

6.2.6.1. Desorción a los 5 minutos

Se observa que los valores medios más elevados de MRP desorbido a los 5 min (MRP 5 min) los presentan los suelos de cultivo (0.16 mg L⁻¹), seguidos de los de prado (valor medio de 0.07 mg L⁻¹) y de los suelos forestales (0.02 mg L⁻¹).

Tabla 6.24.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de MRP (mg L⁻¹) desorbido para los suelos bajo diferentes usos a 5 minutos de extracción (MRP 5 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 5 min	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.02 ^a	0.07 ^b	0.16 ^c
D.S.	0.02	0.10	0.26
INTERVALO	0.00-0.13	0.00-0.61	0.00-1.39

Existen diferencias significativas en los valores medios obtenidos para MRP 5 min entre los suelos bajo diferentes usos, como reflejan la Figura 6.26 y la Tabla 6.24. En el caso de los suelos de cultivo y de los de prado se aprecia de forma clara la gran variabilidad que presentan los valores de MRP 5 min obtenidos para estos suelos, puesto que las desviaciones estándar son muy elevadas (superiores al valor medio en ambos casos), presentando coeficientes de variación del 143 % para los suelos de prado y del 163 % para los de cultivo (Tabla 6.24). Por el contrario, valores obtenidos para los suelos forestales poseen una menor variabilidad, siendo su coeficiente de variación del 100 %. El intervalo de variación obtenido para los suelos forestales (0.00-0.13 mg L⁻¹), se sitúa muy por debajo de los valores que alcanzan para los prados cuyo intervalo es (0.00-0.61 mg L⁻¹), y que a su vez es claramente inferior al intervalo de los suelos de cultivo (0.00-1.39 mg L⁻¹).

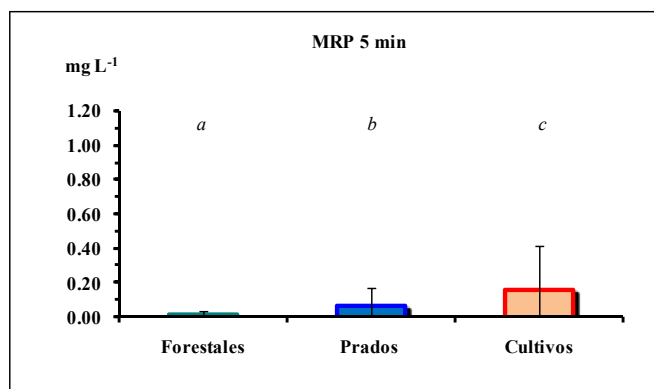


Figura 6.26.- Valores medios y desviaciones estándar de MRP desorbido para los suelos bajo diferentes usos a 5 minutos de extracción (MRP 5 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

6.2.6.2. Desorción a los 30 minutos

Se observa que la tendencia es la misma que la encontrada para la extracción a 5 minutos, puesto que los suelos de cultivo son los que presentan unos valores medios de MRP desorbidos a los 30 min (MRP 30 min) más elevados (0.22 mg L^{-1}), seguidos de los prados (0.10 mg L^{-1}) y por último, con los valores más bajos, de los suelos forestales (0.03 mg L^{-1}).

Tabla 6.25.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de MRP (mg L^{-1}) desorbido para los suelos bajo diferentes usos a 30 minutos de extracción (MRP 30 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 30 min	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.03 ^a	0.10 ^b	0.22 ^c
D.S.	0.03	0.15	0.32
INTERVALO	0.00-0.20	0.01-0.93	0.01-1.66

Como se muestra en la Figura 6.27 y en la Tabla 6.25, existen diferencias significativas en los valores medios de MRP 30 min obtenidos para los suelos bajo diferentes usos. Del mismo modo, en la Tabla 6.25 queda reflejada de forma clara la elevada variabilidad que presentan tanto los suelos de cultivo como los de prado, para los que los coeficientes de variación son del 145 % y del 150 %, respectivamente, mientras que a los suelos forestales les corresponde un valor del 100 %.

Como cabía esperar, dados los valores obtenidos para MRP 5 min, los suelos forestales son los que presentan el intervalo de variación de MRP 30 min más bajo ($0.00\text{-}0.20 \text{ mg L}^{-1}$), seguidos de los suelos de prado ($0.01\text{-}0.93 \text{ mg L}^{-1}$) y los de cultivo ($0.01\text{-}1.66 \text{ mg L}^{-1}$).

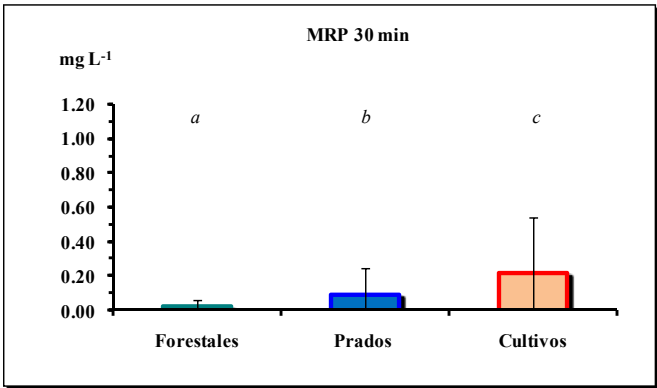


Figura 6.27.-Valores medios y desviaciones estándar de MRP desorbido para los suelos bajo diferentes usos a 30 minutos de extracción (MRP 30 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

6.2.6.3. Desorción a los 120 minutos

De forma semejante a lo visto para los tiempos de extracción de 5 y 30 minutos, los valores medios de MRP desorbido a los 120 min (MRP 120) más elevados los presentan los suelos de cultivo (0.30 mg L⁻¹), seguidos de los de prado (0.12 mg L⁻¹) y, por último, de los suelos forestales (0.04 mg L⁻¹).

Tabla 6.26.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de MRP (mg L⁻¹) desorbido para los suelos bajo diferentes usos a 120 minutos de extracción (MRP 120 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 120 min	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.04a	0.12b	0.30c
D.S.	0.04	0.17	0.59
INTERVALO	0.00-0.22	0.01-1.05	0.01-3.34

Existen diferencias significativas entre los valores medios de MRP 120 obtenidos para los tres usos del suelo, como se observa en la Figura 6.28. Al igual que sucedía para los tiempos de extracción descritos antes (MRP 5 min y MRP 30 min), tanto los suelos de cultivo como los de prado, presentan unas desviaciones estándar superiores a los valores medios, reflejando la gran variabilidad que se da en los valores de MRP 120 en estos suelos; como consecuencia, los coeficientes de variación tienen unos valores del 142 y el 197 % para los suelos de prado y los de cultivo, respectivamente (Tabla 6.26). Los suelos forestales son ligeramente más uniformes, como muestra su coeficiente de variación que es sólo del 100 %. Del mismo modo, los suelos forestales abarcan un intervalo de variación (0.00-0.22 mg L⁻¹) muy alejado del de los de prado (0.01-1.05 mg L⁻¹) y del de los de cultivo (0.01-3.34 mg L⁻¹), pudiendo apreciarse que los valores que entran en el rango de los suelos de prado están incluidos en el intervalo de los de cultivo.

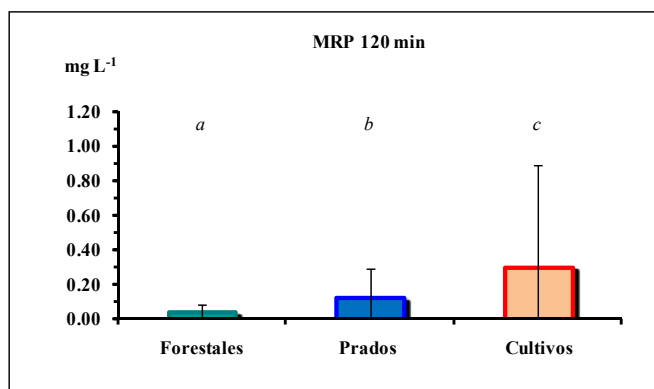


Figura 6.28.- Valores medios y desviaciones estándar de MRP desorbido para los suelos bajo diferentes usos a 120 minutos de extracción (MRP 120 min); letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En la Figura 6.29 y en la Tabla 6.27 se presentan de forma conjunta los valores medios de MRP desorbido en función del tiempo, esto es, a los 5, 30 y 120 minutos. Para los tres intervalos de tiempo se mantiene la misma tendencia: las pérdidas de fósforo más elevadas se producen en los suelos de cultivo y los valores medios más bajos se observan en los suelos forestales, indicando una liberación más lenta del fósforo.

Tabla 6.27.- Valores medios de MRP (mg L⁻¹) desorbido para los suelos bajo diferentes usos a diferentes tiempos de extracción.

MRP	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
5	0.02	0.07	0.16
30	0.03	0.10	0.22
120	0.04	0.12	0.30

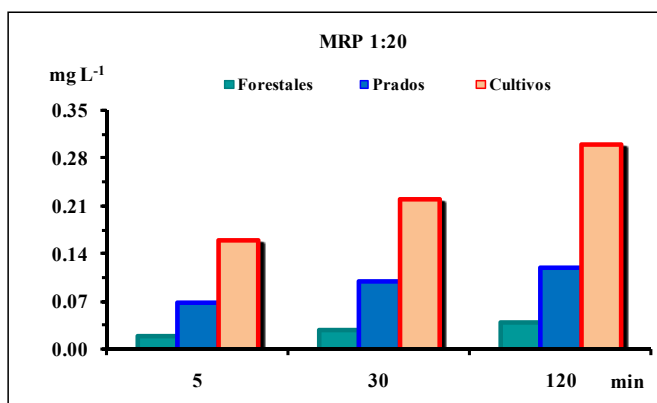


Figura 6.29.- Valores medios de MRP desorbido para los suelos bajo diferentes usos a diferentes tiempos de extracción.

6.2.7. Estudio cinético de la desorción

En la Figura 6.30 se representan las cinéticas de desorción considerando los valores medios de desorción obtenidos a los diferentes tiempos para los suelos bajo diferentes usos, pudiendo observarse que son los suelos de cultivo los que alcanzan los valores más altos de desorción a lo largo de los tres tiempos de extracción estudiados (5, 30 y 120 minutos).

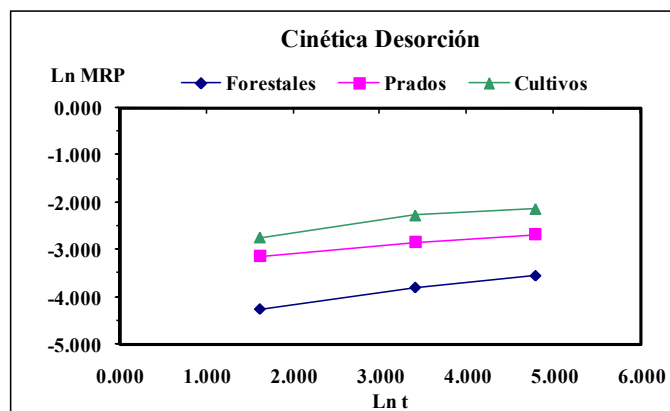


Figura 6.30.- Cinética de desorción para los valores medios del MRP desorbido para los suelos bajo diferentes usos (5, 30 y 120 minutos).

En la Tabla 6.28 se presentan los parámetros del ajuste a la cinética doble logarítmica (ver apartado 5.2.7). Los suelos de cultivo son los que presentan los mayores valores de fósforo desorbido a tiempo uno (P_0), siendo este valor (0.049 mg L^{-1}) 1.4 veces mayor que el de los prados (0.034 mg L^{-1}) y 4.9 veces superior que el de los suelos forestales (0.010 mg L^{-1}), lo que indica que los suelos de cultivo tienen una cantidad de fósforo desorbible más elevada que los suelos de los otros dos grupos.

Tabla 6.28.- Valores medios de la ecuación cinética doble logarítmica de la desorción del MRP para los suelos bajo diferentes usos.

	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
P_0	0.010	0.034	0.049
$\text{LN } P_0$	-4.615	-3.380	-3.009
PENDIENTE	0.231	0.153	0.192
R^2	0.720	0.781	0.823

Los suelos forestales presentan el valor medio de la pendiente más elevado (0.231 mg L^{-1}), seguidos de los de cultivo (0.192 mg L^{-1}) y de los prados (0.153 mg L^{-1}), lo que indicaría que en los suelos forestales las pérdidas de fósforo son más rápidas que en los suelos de los otros dos usos.

6.2.8. Estudio de la concentración de P en función de la relación suelo:agua

Similarmenete a lo indicado para los suelos de Fervenza, se utilizó la ecuación de Øgaard para estudiar cómo se modifica la concentración de P desorbido en función de la relación suelo:agua. Cuando se calculan los valores de la ordenada m , para el ajuste correspondiente a los valores de desorción del P total para los suelos bajo diferentes usos, puede observarse que el valor medio más elevado es el que presentan los suelos de cultivo (1.44 mg L^{-1}), siendo 3.6 veces superior al que presentan los suelos forestales (0.40 mg L^{-1}) y 1.4 veces al de los prados (1.00 mg L^{-1}).

Tabla 6.29.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir del P total desorbido (mg L^{-1}) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.40 ^a	1.00 ^b	1.44 ^c
D.S.	0.24	0.81	1.10
INTERVALO	0.02-1.20	0.04-3.89	0.09-4.49

En la Figura 6.31 y en la Tabla 6.29 se puede observar el elevado valor que presenta este parámetro para los suelos de cultivo en relación al de los suelos forestales, y que las diferencias entre los valores obtenidos para los suelos bajo los tres diferentes usos son significativas. El coeficiente de variación más elevado para los valores de m lo presentan los suelos de prado (81 %) seguidos por los de cultivo (76 %) y por los forestales (60 %).

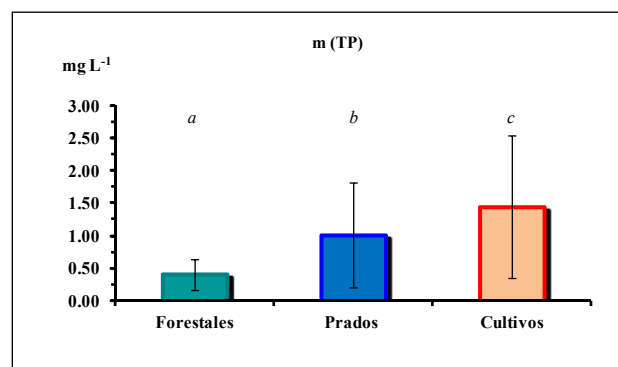


Figura 6.31.- Valores medios y desviaciones estándar de la ordenada m estimados a partir de la desorción de P total para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Al evaluar los datos que aparecen en la Tabla 6.30 y que se corresponden con los valores de m del ajuste a la ecuación doble logarítmica de los valores de la desorción del MRP, se observa la misma tendencia que en el caso anterior (P total), esto es, el valor medio más elevado lo presentan los suelos de cultivo (0.45 mg L^{-1}) seguidos por los de prado (0.18 mg L^{-1}) y, por

último, por los suelos forestales (0.04 mg L^{-1}). Las proporciones entre los valores medios de m obtenidos para los suelos bajo diferente uso varían, pues los suelos de cultivo presentan un valor medio que es 11.2 veces el valor medio de los suelos forestales y 2.5 veces el valor de los suelos dedicados a prado.

Tabla 6.30.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir del MRP desorbido (mg L^{-1}) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	$0.04a$	$0.18b$	$0.45c$
D.S.	0.07	0.31	0.80
INTERVALO	0.00-0.50	0.00-1.95	0.01-4.26

Como queda reflejado en la Figura 6.32 y en la Tabla 6.30, existen diferencias significativas entre los valores medios de m obtenidos para los suelos bajo los diferentes usos. La variabilidad que presentan todos los suelos es similar y muy elevada (Tabla 6.30), siendo los coeficientes de variación de 172 %, 175 % y 178 %, para los suelos de prado, los forestales y los de cultivo, respectivamente.

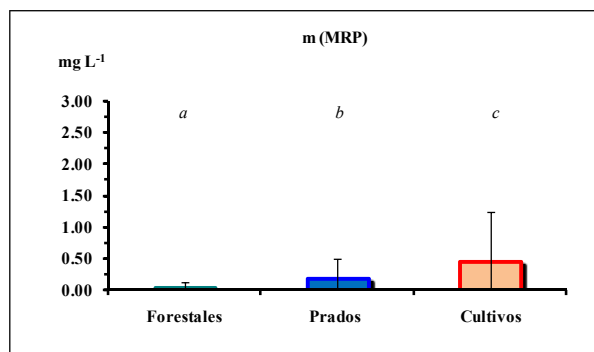


Figura 6.32.- Valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir de la desorción de MRP para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

En la Tabla 6.31 se indican los valores del parámetro m del ajuste a la ecuación doble logarítmica de los valores obtenidos para la desorción del fósforo particulado para los suelos bajo diferentes usos; los suelos de cultivo son los que presentan el valor medio más elevado (0.99 mg L^{-1}), seguidos de los prados (0.83 mg L^{-1}) y, muy por debajo, de los suelos forestales (0.36 mg L^{-1}). Como consecuencia de la pronunciada diferencia que existe entre el valor medio de m de los suelos forestales con respecto al de los de prado y al de los de cultivo, las diferencias entre los suelos forestales y los otros dos usos del suelo son significativas, como se muestran en la Figura 6.33 y en la Tabla 6.31.

Tabla 6.31.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir del P particulado desorbido (mg L^{-1}) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
VALOR MEDIO	0.36 a	0.83 b	0.99 b
D.S.	0.24	0.59	0.70
INTERVALO	0.00-1.18	0.00-2.75	0.01-2.83

Las desviaciones estándar para los suelos bajo diferentes usos son altas (Tabla 6.31), lo que implica que la variabilidad de los suelos es elevada; así, los coeficientes de variación, que presentan unos valores muy próximos entre sí, son del 67 % para los suelos forestales y del 71 % para los suelos de prado y los de cultivo.

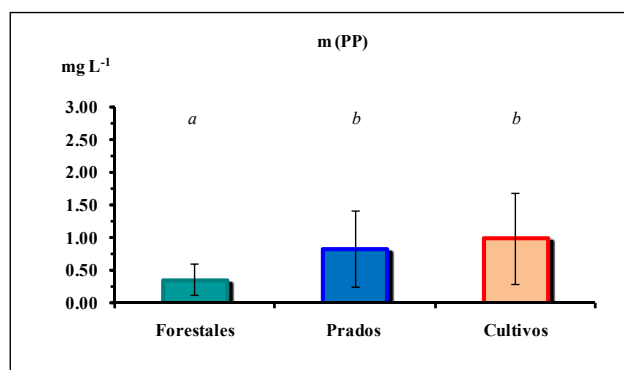


Figura 6.33.- Valores medios y desviaciones estándar de m estimados a partir de la desorción de P particulado (PP) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

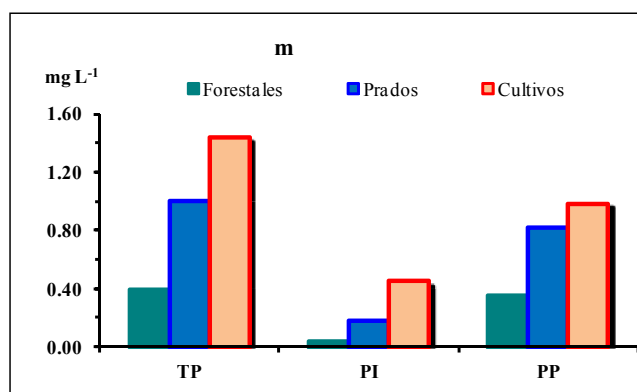


Figura 6.34.- Valores medios de m para la desorción de P total (TP), MRP y P particulado (PP), para los suelos bajo diferentes usos.

Para completar el estudio de la desorción del P en función de la dilución, se representan de forma conjunta, en la Figura 6.34, los valores medios del parámetro m obtenido a partir del P

total, MRP y P particulado desorbidos para los suelos bajo diferentes usos. De este modo se observa más claramente el comportamiento de los suelos según su manejo.

Para las tres formas de P (PT, MRP y PP) existe un incremento considerable en el valor de m en los suelos dedicados a cultivo con respecto al valor de los suelos forestales, siendo el parámetro m obtenido a partir de la desorción del MRP el que presenta los valores más bajos para los tres usos del suelo.

6.2.9. Pendiente de la ecuación descrita por Øgaard

La pendiente (n) de la ecuación descrita por Øgaard, indica la rapidez con la que disminuye la concentración de P a medida que se incrementa la relación suelo:agua. En la Tabla 6.32 se indican los valores de este parámetro para los suelos estudiados.

Para las tres formas de P el valor de la pendiente se hace más negativo a medida que se aumenta la intensidad de manejo del suelo, así los suelos dedicados a cultivo presentan los valores negativos más elevados, seguidos de los de prado y de los suelos forestales.

Tabla 6.32.- Valores medios y desviaciones estándar de las pendientes de la ecuación descrita por Øgaard para el P total, el MRP y el P particulado (mg L^{-1}), para los suelos bajo diferentes usos.

n	FORESTALES	PRADOS	CULTIVOS
TP	-0.17 ± 0.12	-0.44 ± 0.37	-0.63 ± 0.51
MRP	-0.01 ± 0.03	-0.06 ± 0.12	-0.18 ± 0.37
PP	-0.16 ± 0.12	-0.38 ± 0.29	-0.45 ± 0.34

A medida que aumenta la intensidad del manejo del suelo, aumenta el contenido en P lábil y existe un mayor recubrimiento superficial de P, lo que puede explicar el hecho de que la concentración de P disminuya de forma más rápida con la dilución en los suelos con mayor intensidad de manejo.

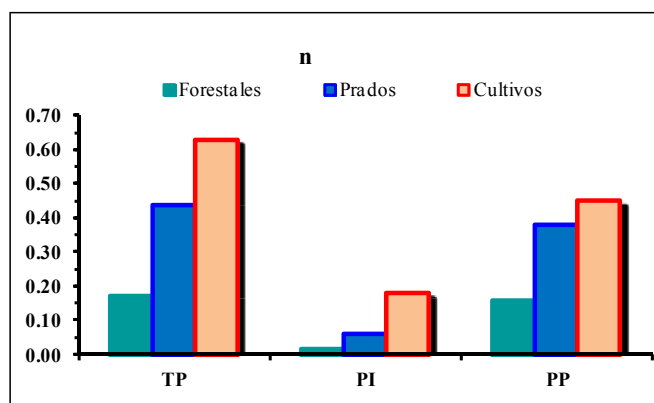


Figura 6.35.- Valores medios (en valores absolutos) del parámetro n de la ecuación de Øgaard para el P total (TP), el MRP y el P particulado (PP) en mg L^{-1} para los suelos bajo diferentes usos.

6.3. Evolución anual de los parámetros relativos al fósforo en los suelos próximos al embalse de Portodemouros

6.3.1. *P total extraído con bicarbonato*

Suelos forestales: La cantidad de P total extraído con bicarbonato (P total bic) que presentan los suelos forestales es prácticamente constante a lo largo de todo el año, aunque existen dos picos, uno en febrero y otro en junio, siendo este último mucho más pronunciado que el anterior (Figura 6.36).

Desde el mes de noviembre (inicial) hasta abril, los suelos forestales presentan una cantidad de P total bic muy similar, oscilando los valores entre 4.15 mg kg^{-1} y 4.77 mg kg^{-1} , a excepción del mes de febrero donde se produce un incremento considerable (11.24 mg kg^{-1}); coincidiendo con el final de la primavera se produce un ligero aumento en los valores medios, de modo que en el mes de mayo la concentración de P total bic es 6.25 mg kg^{-1} , alcanzando al inicio del verano, en junio, el valor más elevado del año (22.69 mg kg^{-1}) tras un fuerte incremento (Figura 6.36). En julio se produce un descenso, manteniéndose los valores de P total bic prácticamente constantes hasta el mes de septiembre (4.42 mg kg^{-1}). En octubre los valores tienden a aumentar (6.28 mg kg^{-1}), pero disminuyen en noviembre del segundo año (3.59 mg kg^{-1}), siendo este mes en el que el suelo forestal presenta las cantidades de P total bic más bajas. Tras esta bajada se produce una ligera subida en el mes de diciembre del segundo año (4.79 mg kg^{-1}). Las desviaciones encontradas para los valores medios de P total bic a lo largo de todo el año son muy pequeñas, destacando de entre todas las que se observan en el mes de febrero, lo que indica un comportamiento similar del conjunto de los suelos forestales a lo largo del año (Figura 6.36).

Suelos de prado: Los suelos dedicados a prado presentan, para todos los meses cuantificados, valores de P total bic más elevados que los suelos forestales. De forma global, se observa que existen dos picos que se producen en febrero (el más abrupto) y en junio. La cantidad de P total bic que está presente en los prados en el mes de noviembre, al inicio del estudio, es relativamente baja (14.81 mg kg^{-1}). Durante el invierno, los valores tienden a incrementarse de forma progresiva, culminando en febrero, tras producirse un incremento muy brusco, con el valor anual más elevado (44.60 mg kg^{-1}). Con la entrada de la primavera, en marzo, se produce un marcado descenso (18.04 mg kg^{-1}), que continúa en abril, aunque de un modo mucho más suave (16.11 mg kg^{-1}). En mayo aumenta la cantidad de P total bic (23.80 mg kg^{-1}) y esta tendencia se observa también en junio, mes en el que se obtiene el segundo pico del año, con 40.19 mg kg^{-1} . En julio los valores comienzan a descender y continúan haciéndolo en septiembre (19.39 mg kg^{-1}), para incrementarse nuevamente en octubre (22.93 mg kg^{-1}) y volver a bajar en noviembre del segundo año hasta alcanzar un valor prácticamente igual al obtenido para el mes de noviembre al

inicio del estudio (14.46 mg kg^{-1} frente a 14.81 mg kg^{-1}), siendo estos meses, en los que se presentan los valores de P total más bajos; en diciembre la cantidad de P total bic aumenta notablemente (29.10 mg kg^{-1}). Las desviaciones son muy similares en todos los meses cuantificados y muestran una variabilidad no muy elevada (Figura 6.36).

Suelos de cultivo: Los suelos dedicados a cultivo también presentan valores de P total bic más elevados que los suelos forestales para todos los meses objeto de estudio, aunque no ocurre lo mismo con los prados, pues éstos presentan valores más elevados que los suelos de cultivo en febrero, marzo y junio [valores medios de los prados 44.60 mg kg^{-1} , 18.04 mg kg^{-1} y 40.19 mg kg^{-1} respectivamente, frente a 44.16 mg kg^{-1} , 8.12 mg kg^{-1} y 30.59 mg kg^{-1} que presentan los suelos de cultivo (Figura 6.36)].

En el mes de noviembre, al comienzo del estudio, el P total bic es bastante elevado (35.18 mg kg^{-1}); con la entrada del invierno se produce un ligero descenso (32.01 mg kg^{-1}), aunque no es la tendencia que se observa en esta estación, ya que en los meses invernales se produce un aumento paulatino en la cantidad de P total bic, presentando el mes de febrero una concentración de 44.16 mg kg^{-1} . Coincidiendo con el inicio de la primavera, en marzo, se produce un importante descenso, alcanzándose un valor de 8.12 mg kg^{-1} , que se corresponde con el mínimo anual. Totalmente contrario a lo observado en el mes de marzo, en el mes de abril se produce un incremento muy marcado, alcanzándose el valor más elevado del período cuantificado (53.22 mg kg^{-1}). En mayo hay un nuevo descenso en la cantidad de P total bic (28.63 mg kg^{-1}), que va aumentando de nuevo de forma progresiva hasta el mes de julio (33.55 mg kg^{-1}). Con la entrada del otoño, en septiembre, disminuyen de nuevo los valores de P total bic (32.22 mg kg^{-1}), tendencia que cambia en octubre, cuando se produce un incremento (40.57 mg kg^{-1}), seguido de una disminución en noviembre del segundo año (24.72 mg kg^{-1}) y un aumento en diciembre (35.20 mg kg^{-1}) al final del estudio (Figura 6.36).

Las desviaciones estándar obtenidas a lo largo de todo el año para los valores de P total bic en los suelos de cultivo son muy altas en todos los casos, lo cual denota que la variabilidad de esta forma de P en los suelos dedicados a este uso es elevada (Figura 6.36).

6.3.2. P inorgánico extraído con bicarbonato

Suelos forestales: Los suelos forestales presentan valores de P inorgánico extraído con bicarbonato (P inorg bic) que oscilan entre 0.52 mg kg^{-1} , valor más bajo y que se presenta en el mes de abril, y 6.15 mg kg^{-1} , valor más elevado que se observa en junio (Figura 6.37).

En noviembre del primer año la cantidad de P inorg bic es de 1.75 mg kg^{-1} , este valor se mantiene prácticamente constante hasta el mes de febrero en el que se observa un ligerísimo incremento (2.40 mg kg^{-1}).

Coincidiendo con el inicio de la primavera, en marzo se produce un descenso (0.72 mg kg^{-1}), que tiende a acentuarse en abril, cuando se obtiene el valor más bajo del año (0.52 mg kg^{-1}). Tras un ligero incremento en mayo, el contenido en P inorg bic aumenta de forma importante en junio, mes en el que se presenta el valor medio más elevado del periodo estudiado (6.15 mg kg^{-1}). En julio disminuye de nuevo la cantidad de P inorgánico, manteniéndose prácticamente constante hasta diciembre, al final del estudio en el que el contenido en P inorg bic es de 1.93 mg kg^{-1} (Figura 6.37). La variabilidad de los valores de P inorg bic obtenidos para los suelos forestales es escasa, puesto que las desviaciones estándar a lo largo de todo el estudio son prácticamente insignificantes (Figura 6.37).

Suelos de prado: Los prados, como cabía esperar debido a las adiciones de fertilizantes, presentan para todos los meses cuantificados, valores de P inorg bic más elevados que los suelos forestales (Figura 6.37).

La cantidad de P inorg bic presente en los suelos dedicados a prado al inicio del estudio, en el mes de noviembre, es moderada (11.43 mg kg^{-1}) y se incrementa ligeramente en diciembre (13.58 mg kg^{-1}). Durante el invierno los valores tienden a disminuir de forma paulatina, culminando este descenso con el valor anual más bajo (11.09 mg kg^{-1}) que se obtiene al final del invierno, en febrero. Coincidiendo con el inicio de la primavera, en marzo, se produce un incremento (14.23 mg kg^{-1}), que continúa con un descenso en el mes de abril (11.86 mg kg^{-1}). En mayo y junio la tendencia vuelve a ser ascendente, coincidiendo el inicio del verano (junio) con el valor anual más elevado (23.93 mg kg^{-1}). En julio se observa un nuevo descenso (19.77 mg kg^{-1}), que marca la tendencia que hay hasta el segundo mes de noviembre, pues la cantidad de P inorg bic disminuye progresivamente hasta este mes (11.11 mg kg^{-1}), incrementándose ligeramente en diciembre (13.56 mg kg^{-1}) al final del estudio (Figura 6.37).

Las desviaciones de los valores medios de P inorgánico bic obtenidas para los prados son prácticamente iguales en todos los meses estudiados y no son elevadas, lo que indica un comportamiento muy similar de todos los prados a lo largo del año (Figura 6.37).

Suelos de cultivo: Los suelos dedicados a cultivo presentan valores de P inorg bic muy superiores a los observados para los suelos forestales a lo largo de todo el año. Esta tendencia no se mantiene entre los suelos de prado y los de cultivo ya que, aunque los de cultivo presentan valores más elevados que los prados en la mayoría de los meses cuantificados, con la entrada de la primavera y la entrada del verano, se obtienen mayores cantidades de P inorg bic en los suelos de prado que en los de cultivo, de modo que mientras los de prado presentan como valor medio 14.23 mg kg^{-1} y 23.93 mg kg^{-1} para los meses de marzo y junio, respectivamente, los suelos de cultivo presentan unos valores medios claramente inferiores (5.48 mg kg^{-1} y 20.92 mg kg^{-1} , para los dos meses respectivamente; Figura 6.37).

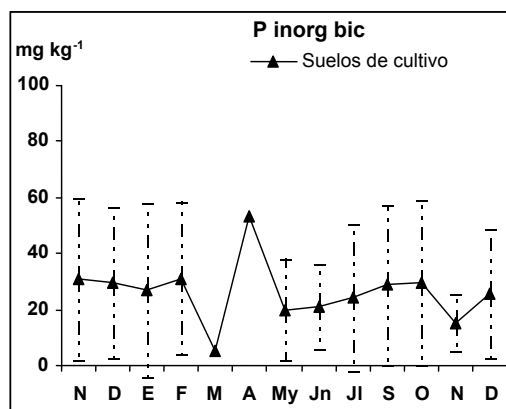
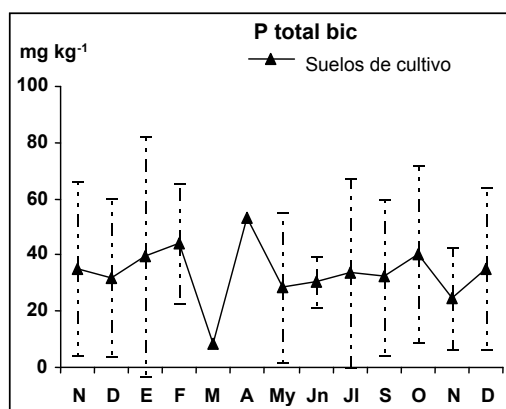
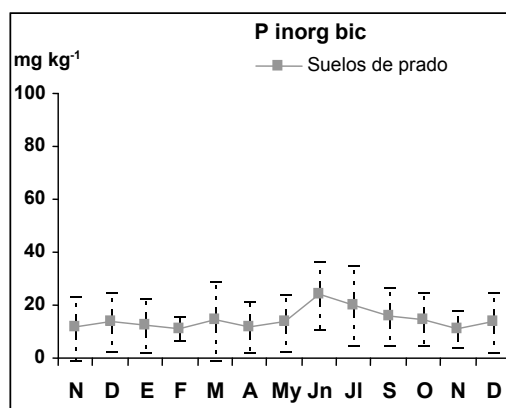
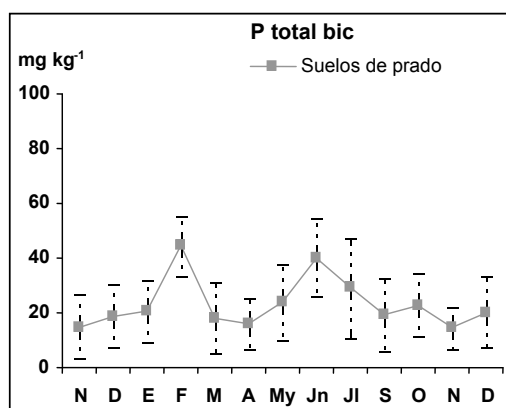
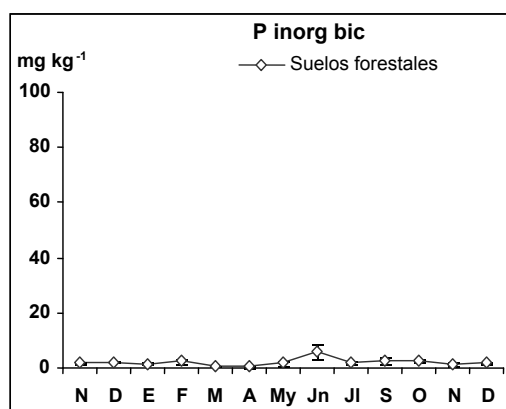
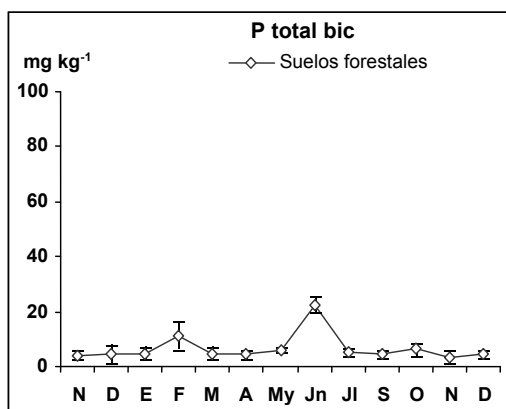


Figura 6.36.- Evolución anual de la concentración de P total bic, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Figura 6.37.- Evolución anual de la concentración de P inorgánico bic, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Al comienzo del estudio, en noviembre, la cantidad de P inorg bic es bastante elevada (30.88 mg kg^{-1}), pero con el inicio del invierno los valores tienden a disminuir de forma continua hasta enero (27.03 mg kg^{-1}). En febrero se produce un leve aumento (31.09 mg kg^{-1}) que, coincidiendo con la entrada de la primavera, continúa con un brusco descenso de modo que en marzo se obtiene un valor bajo (5.48 mg kg^{-1}), que se corresponde con el mínimo anual. En abril la tendencia cambia y se produce un marcado incremento, siendo este mes el que presenta el valor de P inorg bic más elevado del período estudiado (53.22 mg kg^{-1}). En mayo se observa un importante descenso (19.98 mg kg^{-1}) y desde ese momento hasta el mes de octubre (29.86 mg kg^{-1}) los valores medios tienden a incrementarse de forma paulatina. Posteriormente, en noviembre del segundo año cambia la tendencia pues se produce una disminución (15.16 mg kg^{-1}), pero en diciembre, de nuevo, se incrementan los valores hasta 25.50 mg kg^{-1} (Figura 6.37). Las desviaciones de los valores medios de P inorg bic obtenidas para cada momento de muestreo son muy grandes (Figura 6.37), lo que refleja un comportamiento muy diferente entre los diversos suelos de cultivo analizados a lo largo de todo el año.

6.3.3. P orgánico extraído con bicarbonato

Suelos forestales: Con respecto al P orgánico extraído con bicarbonato (P org bic), los suelos forestales presentan dos picos a lo largo del año, en los meses de febrero y junio, este último más pronunciado. La cantidad de P orgánico bic que presentan los suelos forestales en el mes de noviembre al inicio del estudio es de 2.41 mg kg^{-1} y disminuye muy ligeramente en diciembre (2.38 mg kg^{-1}), pero esta tendencia cambia y, durante el invierno, se produce un incremento progresivo que, coincidiendo con la salida del invierno, se acentúa de manera muy brusca, presentando en febrero un valor de 8.84 mg kg^{-1} . En marzo, al inicio de la primavera, se produce un descenso del contenido en P org bic (4.05 mg kg^{-1}) manteniéndose invariable hasta mayo, pues sólo aumenta muy suavemente (4.45 mg kg^{-1}). Con la entrada del verano, en junio, se observa un incremento, obteniéndose el valor más elevado del año (16.53 mg kg^{-1}), de forma similar a lo observado para el P total bic y el P inorg bic y, posteriormente, hasta el mes de septiembre la cantidad de P org bic disminuye paulatinamente, alcanzándose en septiembre el valor medio más bajo de todo el período estudiado (1.60 mg kg^{-1}). En octubre aumenta la cantidad de P org bic (3.42 mg kg^{-1}), manteniéndose después prácticamente constante hasta el final del estudio en diciembre, mes en el que produce un ligero descenso, siendo el contenido en P org bic de 2.86 mg kg^{-1} (Figura 6.38).

Hay que indicar la proximidad que presentan los valores medios que se obtienen en el mes de noviembre del inicio y del final del período estudiado (2.41 mg kg^{-1} y 2.38 mg kg^{-1} respectivamente).

Las desviaciones que presentan los valores medios de P org bic de los suelos forestales durante los meses cuantificados son bajas, lo que refleja un comportamiento muy similar de todos los suelos pertenecientes a este grupo durante todo el año (Figura 6.38).

Suelos de prado: Los suelos dedicados a prado a lo largo de todo el año presentan valores de P org bic más altos que los de los suelos forestales (Figura 6.38).

Desde el final del otoño, en el mes de noviembre al inicio del estudio en el que el valor de P org bic en los suelos de prado es de 3.38 mg kg^{-1} , hasta el mes de enero (7.84 mg kg^{-1}) se produce un incremento continuo y moderado en la cantidad de P org bic, tendencia que continúa en febrero, pero en este momento el incremento que se produce es muy brusco, de forma tal, que se obtiene el valor más elevado del año (33.51 mg kg^{-1}). Con la entrada de la primavera, en marzo, hay un descenso muy pronunciado (3.81 mg kg^{-1}), pero la tendencia cambia en el mes de abril, pues se produce un pequeño incremento (4.24 mg kg^{-1}), que continúa en el mes de mayo hasta junio, donde culmina al obtenerse un pico (16.27 mg kg^{-1}). En los meses de julio y septiembre se produce un descenso paulatino en la cantidad de P org bic, que llega hasta 3.51 mg kg^{-1} , aumentando muy ligeramente en octubre (8.18 mg kg^{-1}) para disminuir de nuevo en noviembre del segundo año (3.34 mg kg^{-1}) e incrementarse en diciembre hasta un valor de 6.56 mg kg^{-1} (Figura 6-38).

Las desviaciones de los valores de P org bic son pequeñas para todos los meses cuantificados, lo que denota similitud entre los suelos dedicados a prado (Figura 6.38).

Suelos de cultivo: Los suelos dedicados a cultivo presentan valores de P org bic más elevados que los suelos forestales para todos los meses del año, excepto para los meses de marzo y abril, en los que los suelos forestales tienen una cantidad superior de P org bic: 4.05 mg kg^{-1} y 3.87 mg kg^{-1} para marzo y abril, respectivamente, frente a 2.64 mg kg^{-1} y 0.00 mg kg^{-1} de los suelos de cultivo (Figura 6.38).

A diferencia de lo encontrado hasta ahora, al comparar la cantidad de P org bic presente en los suelos de prado y en los de cultivo, se observa que son los prados los que presentan cantidades de P org bic más elevadas, en algunos casos mucho más elevadas, como por ejemplo, para los meses de febrero y junio, momento en el que mientras los prados presentan valores de 33.51 mg kg^{-1} y 16.27 mg kg^{-1} , respectivamente, los suelos de cultivo presentan cantidades de 13.07 mg kg^{-1} y de 9.67 mg kg^{-1} . Sin embargo, esta tendencia no se mantiene a lo largo de todo el año, pues en los meses de noviembre inicial, enero, septiembre, octubre, noviembre y diciembre del segundo año son los suelos de cultivo los que presentan cantidades mayores de P org bic (Figura 6.38).

En cuanto a la variación del contenido en P org bic de los suelos de cultivo a lo largo del año, se observa (Figura 6.38) que en noviembre, al inicio de la experiencia, la cantidad de P org bic es bastante baja (4.30 mg kg^{-1}), pero aún disminuye más en el mes de diciembre (2.39 mg kg^{-1}). En enero se produce un incremento importante (12.60 mg kg^{-1}), tendencia que continúa en el mes de febrero, en el que se alcanza el valor más elevado de los obtenidos a lo largo de todo el año (13.07 mg kg^{-1}). En octubre, ya entrado el otoño, se observa un nuevo incremento hasta un valor (10.72 mg kg^{-1}) que se mantiene prácticamente constante hasta el mes de diciembre (9.70 mg kg^{-1}). Con la entrada de la primavera se produce un descenso del contenido en P org bic en el mes de marzo (2.64 mg kg^{-1}), descenso que se acentúa en abril en el que el contenido en P org bic es cero, siendo el mes en el que se produce el mínimo anual. En mayo aumenta la cantidad de P org bic (8.66 mg kg^{-1}), tendencia que continúa con la entrada del verano pero que cambia en julio, cuando el contenido en P org bic comienza a disminuir paulatinamente hasta el mes de septiembre (3.52 mg kg^{-1}).

A diferencia de lo encontrado para los prados, las cantidades de P org bic en los meses de noviembre y diciembre del inicio y del final del estudio, distan mucho entre sí; así, mientras al inicio presentan valores de 4.30 mg kg^{-1} y 2.39 mg kg^{-1} en noviembre y diciembre, respectivamente, al final del periodo cuantificado los valores observados son de 9.56 mg kg^{-1} y 9.70 mg kg^{-1} . En cuanto a las desviaciones obtenidas para los valores de P org bic de los suelos de cultivo a lo largo del estudio (Figura 6.38) hay que indicar que son pequeñas, lo que representa un comportamiento muy similar entre los suelos dedicados a cultivo a lo largo de todo el año.

6.3.4. Influencia del uso del suelo en el P extraído con bicarbonato

Para los tres usos del suelo existen diferencias entre las cantidades medias de P inorg bic y de P org bic, siendo la proporción de P inorg bic más elevada que la de P org bic, tanto para los suelos forestales, como para los suelos de prado y los de cultivo (Figura 6.39).

Para las distintas formas de P, las cantidades que presentan los prados son más elevadas que las de los suelos forestales y el comportamiento de los suelos dedicados a estos dos usos es muy similar. Así, cuando se evalúan los valores de P inorg bic, se observa que los suelos de ambos tipos de uso presentan el máximo anual en junio. Este comportamiento no se observa en los suelos de cultivo pues, además de tener unas cantidades más elevadas de P inorg bic, presentan los picos de máximo contenido de P inorg bic en febrero, abril (más elevado) y octubre. En general, la tendencia que se observa en el contenido de P inorg bic en los suelos de cultivo es ascendente en los meses de verano y descendente en invierno, destacando la fuerte bajada que presenta en el mes de marzo, con un incremento muy importante en abril. En los meses de marzo y junio la cantidad de P inorg bic es menor que la que presentan los prados en estos mismos meses. Hay que destacar que el máximo que se observa en abril en la cantidad de P inorg bic en los suelos de cultivo se corresponde con un mínimo en la cantidad de P org bic (Figura 6.39).

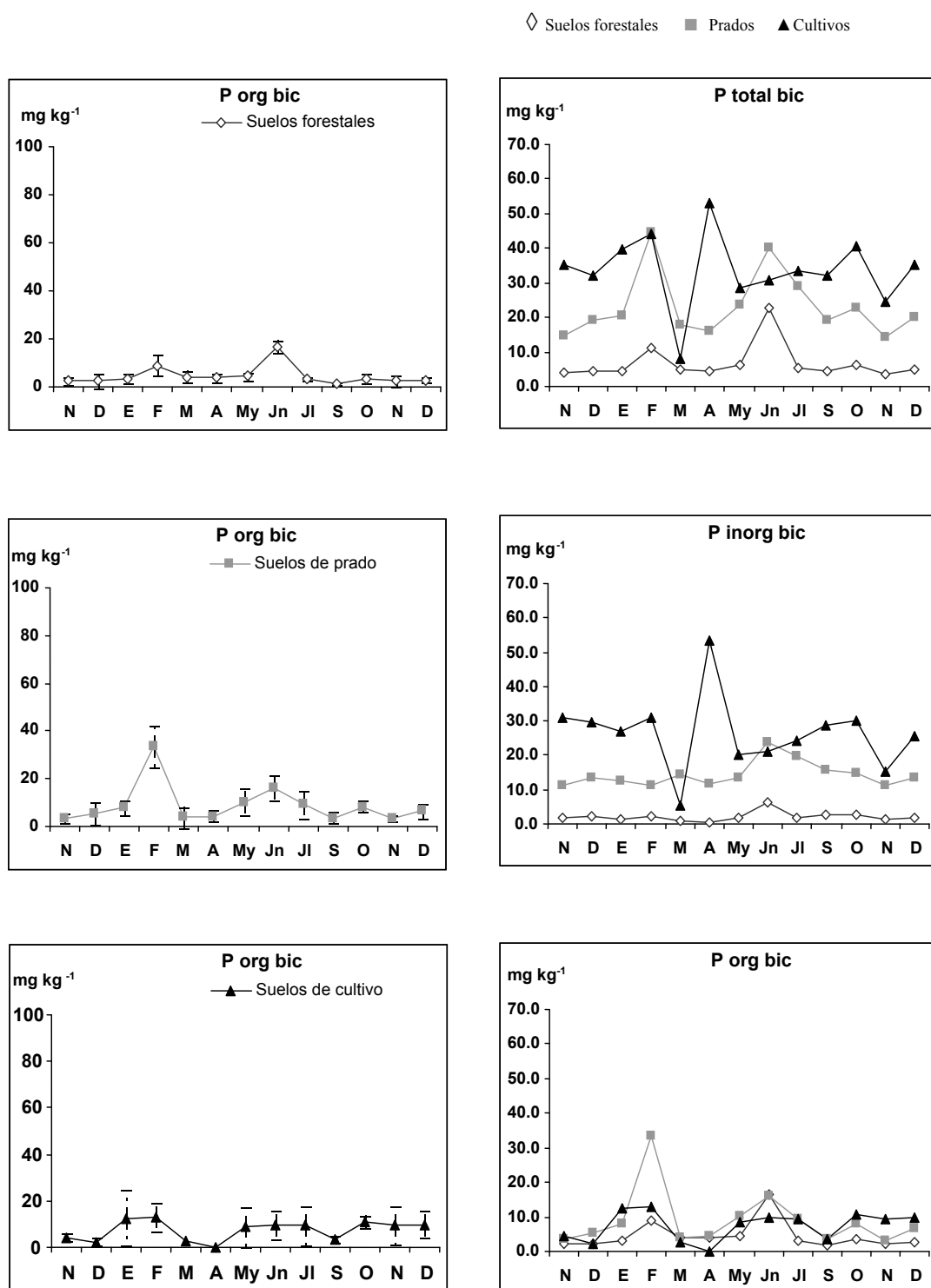


Figura 6.38.- Evolución anual de la concentración de P org bic, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Figura 6.39.- Evolución anual de la concentración de P total bic, P inorg bic y P org bic para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

El comportamiento que presentan los suelos forestales y los prados a lo largo del año con respecto al P org bic es el mismo, aunque hay que indicar que las variaciones observadas para los prados son mucho más marcadas. Los suelos de ambos usos presentan un pico en los meses de febrero (contenido de P org bic más elevado) y junio (Figura 6.39).

Los suelos de cultivo presentan, en el caso del P org bic, tres mínimos: en diciembre, en abril y en septiembre. Cabe destacar también que tras un incremento en la cantidad de P org bic, los suelos de cultivo tienden a mantener ese valor constante durante dos o tres meses antes de producirse una disminución (Figura 6.39).

A diferencia de lo observado para el P inorg bic, en la mayoría de los meses las cantidades de P org bic que presentan los suelos de cultivo están por debajo de las que presentan los prados e, incluso, los suelos forestales. En cuanto al P total bic cabe indicar que los prados y los suelos forestales presentan un comportamiento paralelo, aunque es más pronunciado el incremento que se observa en el mes de febrero en los prados que en los suelos forestales. Comparativamente, las variaciones que se observan en el P total bic para los suelos forestales y los prados son mucho más bruscas que las observadas en el P inorg bic, consecuencia de las variaciones que hay de las cantidades de P org bic (Figura 6.39).

Los suelos de cultivo, cuando se trata del P total bic, presentan un comportamiento muy similar a los otros dos usos del suelo, hasta el mes de marzo y, desde septiembre a diciembre, existiendo diferencias sobre todo en los meses de primavera y verano, ya que presentan un pico en abril (máximo anual), disminuyendo en mayo, y tendiendo a aumentar hasta el mes de septiembre en el que se produce un descenso, de forma similar a lo encontrado para los suelos forestales y para los prados.

6.3.5. P total desorbido para una relación suelo:agua 1:100

Suelos forestales: La concentración media de P total desorbido para la dilución 1:100 (TP 1:100) a lo largo del año en los suelos forestales de Portodemouros es prácticamente constante y sólo presenta pequeñas fluctuaciones, obteniendo el mínimo valor de desorción (0.03 mg L^{-1}) en el mes de septiembre y el máximo (0.09 mg L^{-1}) en el mes de diciembre (Figura 6.40).

Las desviaciones estándar obtenidas en cada muestreo son prácticamente insignificantes durante todo el período de estudio, lo que indica un comportamiento muy similar de todos los suelos de este grupo a lo largo del año (Figura 6.40).

Suelos de prado: En los suelos dedicados a prado se observa un comportamiento diferente al de los forestales y, así, para todos los meses del año las concentraciones de TP 1:100 son mayores en los suelos dedicados a prado que en los suelos forestales. Se observa que la concentración de TP 1:100 desciende durante el invierno, presentando el mes de febrero el mínimo anual, con un valor de 0.08 mg L^{-1} (Figura 6.40).

En el mes de marzo se produce un incremento coincidiendo con la entrada de la primavera, manteniéndose las concentraciones prácticamente constantes a lo largo de esta estación (0.13 mg L^{-1}). A comienzos de verano, en junio, se produce un aumento en la concentración de TP 1:100, que se corresponde con el pico anual (0.18 mg L^{-1}). A partir de este mes, durante el verano tiene lugar una disminución progresiva hasta la entrada del otoño, alcanzando en septiembre un valor de 0.09 mg L^{-1} . En octubre se produce un nuevo aumento en los valores medios de TP 1:100 (0.13 mg L^{-1}) que refleja la tendencia que existe durante el otoño (Figura 6.40).

Hay que indicar que las desviaciones estándar siguen un comportamiento similar al descrito para los valores medios, es decir, a medida que los valores medios son más bajos las desviaciones son más pequeñas, y viceversa, de manera que en los meses de junio y noviembre se observan las desviaciones más elevadas (Figura 6.40).

Suelos de cultivo: Los valores de TP 1:100 que presentan los suelos dedicados a cultivo son, a lo largo de todo el año, notablemente más elevados que los obtenidos para los suelos forestales. No se observa lo mismo al comparar los suelos dedicados a prado y a cultivo, ya que a pesar de que los suelos dedicados a cultivo presentan valores de desorción de P más elevados que los prados durante todo el otoño y el invierno, no ocurre lo mismo durante la primavera y el verano, periodos en los que presentan valores prácticamente coincidentes, excepto al inicio de estas dos estaciones, es decir, en el mes de marzo y en el mes de junio, en los que son los prados los que tienen inicialmente una concentración superior de P desorbible (Figura 6.40).

La cantidad de P total desorbido en el mes de noviembre, al inicio del estudio, es elevada (0.25 mg L^{-1}), pero este valor se incrementa ligeramente en el mes de diciembre hasta alcanzar el máximo anual (0.28 mg L^{-1}). En enero la tendencia cambia y se produce un descenso (0.17 mg L^{-1}), que continúa con una ligerísima disminución en febrero, para descender nuevamente de forma considerable durante el mes de marzo, mes en el que se alcanza el mínimo valor medio del intervalo de tiempo estudiado (0.10 mg L^{-1}). En abril se produce un incremento moderado, tendiendo a permanecer constante durante el verano. Con la llegada del otoño vuelven a incrementarse los valores de forma importante, permaneciendo sin cambios hasta noviembre del segundo año, en el que se produce una nueva subida (0.23 mg L^{-1}) y luego continúa sin cambios en diciembre, último mes del periodo estudiado (Figura 6.40).

De forma general se puede indicar que desde el mes de julio a diciembre se produce un incremento gradual en la cantidad de P desorbido. Además, los valores observados desde febrero a julio están muy próximos entre sí, a excepción del mes de marzo en el que se encuentra el mínimo anual. El descenso más abrupto se produce en enero.

Las desviaciones estándar encontradas para los valores medios de TP 1:100 obtenidas para los suelos de cultivo a lo largo del período de estudio son más elevadas que las observadas en los prados y en los suelos forestales, lo que indica que en estos suelos la variabilidad es mayor (Figura 6.40).

6.3.6. MRP desorbido para una relación suelo:agua 1:100

Suelos forestales: En los suelos forestales, los valores de MRP 1:100 son, a lo largo de todo año, bajos, llegando incluso a no producirse desorción de MRP en el mes de diciembre. El máximo anual tiene lugar en mayo, con 0.04 mg L^{-1} (Figura 6.41).

Las desviaciones estándar que presentan los valores de MRP 1:100 obtenidos a lo largo del estudio para estos suelos son pequeñas, lo que indica una gran homogeneidad en el comportamiento de los diferentes suelos de este grupo durante todo el periodo de tiempo objeto de estudio (Figura 6.41).

Suelos de prado: Las concentraciones de MRP 1:100 en los suelos dedicados a prado son más elevadas que las que presentan los suelos forestales, salvo en mayo, mes en el que coincide la concentración media de MRP desorbido (0.04 mg L^{-1}) en los suelos de ambos usos (Figura 6.41).

En cuanto a la evolución a lo largo del tiempo, se observa (Figura 6.41) que desde finales de otoño a la primavera, esto es, desde el mes de noviembre inicial al mes de mayo, se observan unos valores prácticamente constantes (oscilando entre 0.04 mg L^{-1} y 0.06 mg L^{-1}). Con la llegada del verano, en junio, se produce un incremento en la concentración de MRP 1:100 (0.13 mg L^{-1}), que se corresponde con el valor máximo que presentan los prados durante todo el año.

Tras este incremento se produce, en julio, una disminución considerable en el MRP 1:100, alcanzando un valor medio inferior a la mitad del encontrado en el mes de junio (0.06 mg L^{-1}). La tendencia descendente continúa hasta el mes de septiembre (0.05 mg L^{-1}), incrementándose de nuevo los valores de forma muy suave durante el otoño, hasta alcanzar en el segundo noviembre la concentración más elevada de esta estación (0.08 mg L^{-1}); después de este incremento y, cerrando el periodo objeto de estudio, se produce un descenso en diciembre (0.05 mg L^{-1}) coincidiendo con la llegada del invierno.

Las desviaciones estándar que presentan los valores de MRP 1:100 de los suelos de prado son muy bajas en todos los meses de año, lo que indica que los suelos son muy uniformes. El mes que presenta una mayor variación es junio, en el que se encuentra el valor máximo de la desviación estándar anual (Figura 6.41).

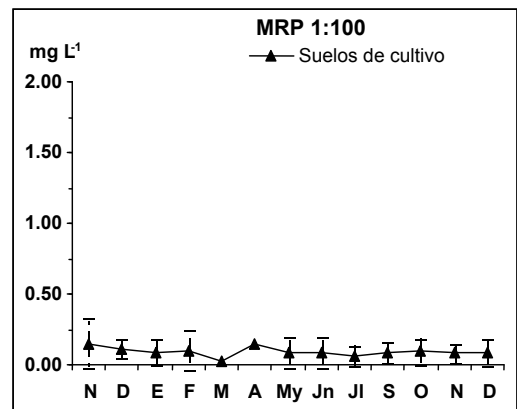
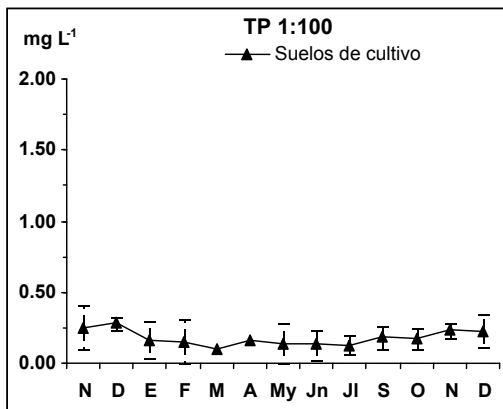
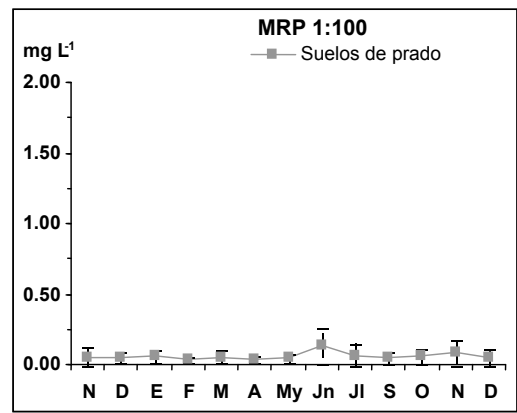
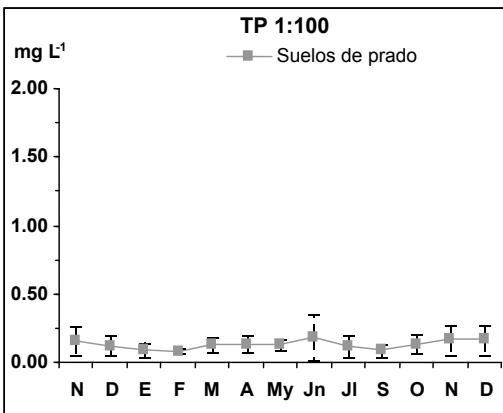
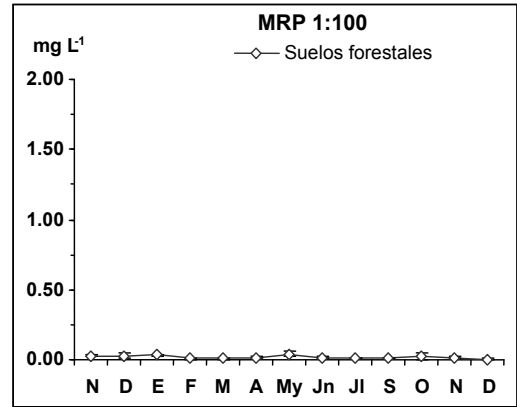
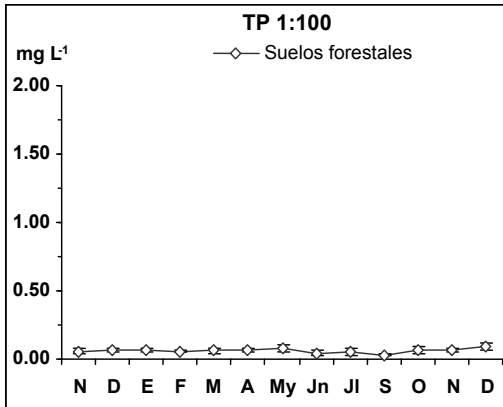


Figura 6.40.- Evolución anual de la concentración de P total 1:100, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Figura 6.41.- Evolución anual de la concentración de MRP 1:100, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Suelos de cultivo: Los valores de MRP 1:100 que presentan los suelos dedicados a cultivo son más elevada que los que presentan los suelos forestales en todos los meses de estudio (Figura 6.41) y mayor que los que presentan los prados a lo largo de todo el año, excepto en los meses de inicio de la primavera y del verano, es decir, en marzo y en junio, en los que los suelos de cultivo presentan valores de MRP 1:100 más bajos que los prados, siendo los valores medios de los suelos de cultivo 0.02 mg L^{-1} y 0.08 mg L^{-1} , respectivamente, frente a 0.05 mg L^{-1} y 0.13 mg L^{-1} de los de prado. Se producen coincidencias entre los suelos de prado y los de cultivo en las concentraciones de MRP 1:100 en julio (0.06 mg L^{-1}) y en el segundo noviembre (0.08 mg L^{-1}).

Por lo que respecta a la evolución a lo largo del tiempo del MRP 1:100 en los suelos de cultivo, en el mes de noviembre, al inicio del estudio, la concentración de MRP 1:100 es elevada (0.15 mg L^{-1}); de hecho, este valor medio que también se alcanza en el mes de abril, se corresponde con el máximo anual. Durante el invierno se produce una disminución gradual que culmina en enero (0.09 mg L^{-1}), para incrementarse muy ligeramente en febrero (0.10 mg L^{-1}) y descender en el mes de marzo, de manera que con la entrada de la primavera se produce el mínimo anual de MRP 1:100 (0.02 mg L^{-1}). En abril se observa un incremento, alcanzando de nuevo el valor más elevado del año (0.15 mg L^{-1}), para continuar con una bajada en el mes de mayo (0.09 mg L^{-1}), tendencia que se mantiene durante los meses de verano, aunque de forma más moderada, siendo el valor medio de julio de 0.06 mg L^{-1} . Con la llegada del otoño la desorción de MRP vuelve a incrementarse de forma suave, manteniéndose prácticamente constante hasta el mes de diciembre (0.09 mg L^{-1}), al final del estudio (Figura 6.41).

La variabilidad es similar a lo largo de todo el año, existiendo pequeñas desviaciones con respecto al valor medio. Los suelos presentan valores muy homogéneos, con desviaciones estándar ligeramente superiores a las encontradas para los suelos dedicados a prado (Figura 6.41).

6.3.7. P particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:100

Suelos forestales: En los suelos forestales los valores de la desorción de P particulado 1:100 (PP 1:100) son prácticamente constantes a lo largo de todo el año (Figura 6.42). Destaca que el valor mínimo anual se produce en el mes de septiembre (0.02 mg L^{-1}), coincidiendo con el inicio del otoño, tendiendo después a incrementarse de forma continua los valores de PP 1:100 durante esta estación hasta la entrada del invierno, siendo diciembre del segundo año el mes en el que se obtiene el máximo anual (0.09 mg L^{-1}) de PP 1:100 (Figura 6.42).

Las desviaciones son prácticamente nulas para todos los meses estudiados (Figura 6.42), indicando una gran homogeneidad para el conjunto de suelos forestales en cuanto al PP 1:100 a lo largo del año.

Suelos de prado: En los suelos dedicados a prado, como cabría esperar debido a las fertilizaciones que se realizan, los valores de PP 1:100 son más elevados que los que presentan los suelos forestales para todos los meses del año, salvo el mes de enero (0.04 mg L^{-1}), en el que los valores coinciden para los dos usos del suelo (Figura 6.42).

En cuanto a la variación anual en los prados, se observa (Figura 6.42) que presentan una concentración de P particulado desorbido en noviembre de 0.10 mg L^{-1} , produciéndose un descenso progresivo hasta el mes de enero (0.04 mg L^{-1}). En febrero, se produce un ligerísimo incremento, que también se observa en los primeros meses de la primavera (en marzo y en abril), para volver a disminuir de forma poco importante en los meses de mayo y junio (0.05 mg L^{-1}), permaneciendo después constante durante el verano. Con la entrada del otoño, en septiembre, se alcanza el valor más bajo del año (0.04 mg L^{-1}), valor que también se obtiene en enero. En octubre hay un incremento en los valores de PP 1:100, manteniéndose estable en el mes de noviembre (segundo año), para aumentar de forma considerable al final del estudio, en diciembre, momento en el que presentan el valor medio anual más elevado (0.11 mg L^{-1}).

Las desviaciones estándar son muy bajas, lo que indica que los suelos de este grupo se comportan de forma similar a lo largo del año (Figura 6.42).

Suelos de cultivo: El comportamiento de los suelos de cultivo es el esperado, pues casi todos los valores de PP 1:100 están por encima de los encontrados para los prados y para los suelos forestales (Figura 6.42). No obstante, hay que indicar que los suelos de los tres usos coinciden en la concentración de PP 1:100 en el mes de febrero (0.05 mg L^{-1}), que los suelos de prado y los de cultivos presentan el mismo valor (0.05 mg L^{-1}) al inicio del verano, en el mes de junio y, por último, que en el mes de abril los prados presentan los valores de desorción más elevados (0.10 mg L^{-1}), seguidos de los suelos forestales (0.05 mg L^{-1}) y de los de cultivo (0.01 mg L^{-1}).

La variación anual del PP 1:100 (Figura 6.42) en los suelos de cultivo muestra que en noviembre estos suelos presentan un valor medio de bastante elevado (0.10 mg L^{-1}) que, al contrario de lo observado para los de prado, se incrementa con la entrada del invierno, alcanzando en el mes de diciembre el valor máximo anual (0.17 mg L^{-1}). En enero la tendencia varía y se produce un claro descenso en la concentración de PP 1:100 (0.08 mg L^{-1}), descenso que continúa en febrero (0.05 mg L^{-1}), volviendo a incrementarse la concentración de PP 1:100 en marzo (0.08 mg L^{-1}). En abril se produce un descenso, obteniéndose un valor (0.01 mg L^{-1}) que se corresponde con el mínimo anual. Al terminar la primavera se observa un nuevo incremento y la concentración que se obtiene (0.06 mg L^{-1}) tiende a permanecer constante durante el verano.

En el inicio del otoño aumenta de nuevo el PP 1:100, para disminuir ligeramente en el mes de octubre (0.08 mg L^{-1}), incrementándose de nuevo de forma considerable en noviembre del segundo año (0.15 mg L^{-1}) y permaneciendo este valor prácticamente constante hasta el final del estudio, en diciembre.

Los valores obtenidos a lo largo de todo el año son muy homogéneos, lo que se traduce en que las desviaciones sean muy pequeñas y, por tanto, que haya una variabilidad mínima (Figura 6.42).

6.3.8. P total desorbido para una relación suelo:agua 1:20

Suelos forestales: La concentración de P total desorbido en los suelos forestales es baja, variando de forma suave y continua entre enero y septiembre. En noviembre, al inicio del estudio, los valores de TP 1:20 son bastante elevados (0.20 mg L^{-1}); esta concentración aumenta de forma considerable con la entrada del invierno, presentando en diciembre un valor de 0.24 mg L^{-1} . La tendencia cambia en enero al producirse un descenso (0.10 mg L^{-1}) que continúa en el mes de febrero. Con la llegada de la primavera se incrementa el TP 1:20, comportamiento que se observa durante toda esta estación, para descender de nuevo durante el verano, alcanzando en el mes de septiembre el valor más bajo de todo el periodo estudiado (0.09 mg L^{-1}). En octubre se produce un moderado incremento, obteniéndose el valor máximo de P total desorbido (0.25 mg L^{-1}), seguido de un descenso en el mes de noviembre del segundo año, para incrementarse de nuevo en diciembre (0.22 mg L^{-1}), alcanzando valores muy similares a los observados al inicio del intervalo de tiempo estudiado (Figura 6.43).

Las desviaciones estándar obtenidas para los suelos forestales a lo largo del período de estudio son poco importantes, existiendo una mayor variabilidad en los meses que presentan mayores concentraciones de P total desorbido (Figura 6.43).

Suelos de prado: Los prados presentan durante todo el año valores de TP 1:20 muy superiores a los encontrados para los suelos forestales (Figura 6.43).

De forma general, cabe indicar que durante el otoño, se observa que el TP 1:20 tiende a incrementarse de forma continua y progresiva, comportamiento contrario al observado durante el verano, en el que se produce un descenso continuado; del mismo modo, en los meses de invierno y primavera alternan las subidas con las bajadas (Figura 6.43).

Si se observan detalladamente las variaciones anuales del TP 1:20 (Figura 6.43), se comprueba que en el mes de noviembre inicial hay una concentración elevada de P total desorbido (0.46 mg L^{-1}), que se incrementa en el mes de diciembre (0.52 mg L^{-1}) y que disminuye de forma importante en enero, en el que alcanza el valor más bajo del periodo objeto de estudio (0.20 mg L^{-1}).

La tendencia cambia en los meses de febrero y marzo, al aumentar los valores de P total desorbido, para disminuir nuevamente en abril (0.38 mg L^{-1}). A partir de este mes y hasta la entrada del verano se produce un incremento progresivo en la concentración de P total desorbido, alcanzando en junio el máximo valor encontrado (0.56 mg L^{-1}), que también se alcanza en el mes de diciembre, al final del estudio. Con la entrada del verano, y hasta la llegada del otoño se observa una tendencia descendente, que cambia en octubre al comenzar a incrementar el TP 1:20, que continúa incrementándose hasta diciembre, mes en el que, como ya se indicó, se obtiene el máximo valor del periodo de estudio (Figura 6.43).

Las desviaciones estándar que presentan los valores de TP 1:20 obtenidos para los suelos de prado son elevadas, reflejando una variabilidad considerable a lo largo de todo el año. Las desviaciones más pequeñas se producen en los meses en los que la concentración de P total desorbido es menor (Figura 6.43).

Suelos de cultivo: La concentración de TP 1:20 en los suelos dedicados a cultivo es mayor que la que presentan los suelos forestales, para todos los meses estudiados, y mayor que la de los prados para todos los meses, excepto para los que se corresponden con la entrada de la primavera y del verano, es decir, marzo y junio, en los que los prados presentan valores de desorción claramente superiores a los de los suelos de cultivo con valores de 0.48 mg L^{-1} y 0.56 mg L^{-1} , en marzo y junio, respectivamente, en los suelos de prado frente a los 0.26 mg L^{-1} y 0.28 mg L^{-1} de los suelos de cultivo (Figura 6.43). En cuanto a la variación estacional se observa (Figura 6.43) que en noviembre los suelos de cultivo presentan una concentración de TP 1:20 muy elevada (0.93 mg L^{-1}), que disminuye de forma continua durante los meses de diciembre (0.77 mg L^{-1}) y enero (0.55 mg L^{-1}), para incrementarse considerablemente en febrero, registrando el valor más elevado (0.94 mg L^{-1}) en este momento. Con la entrada de la primavera, en el mes de marzo, se produce un pronunciado descenso del TP 1:20, obteniéndose un valor (0.26 mg L^{-1}) que se corresponde con el más bajo encontrado en el periodo estudiado.

En abril aumenta de nuevo la concentración de P total desorbido, y esta tendencia se observa también en mayo. De forma similar a lo que se producía con la entrada de la primavera, con la llegada del verano también se observa un fuerte descenso en la concentración de P desorbido, presentando en el mes de junio un valor muy próximo al observado en el mes de marzo (0.28 mg L^{-1}). Durante el mes de julio se produce un incremento, alcanzándose un valor de 0.47 mg L^{-1} , para disminuir ligeramente en septiembre (0.42 mg L^{-1}) y aumentar nuevamente en octubre, tendencia que continúa hasta noviembre del segundo año (0.67 mg L^{-1}). A continuación, en el mes de diciembre se produce una disminución muy suave (0.63 mg L^{-1}) en la concentración de P total desorbido (Figura 6.43).

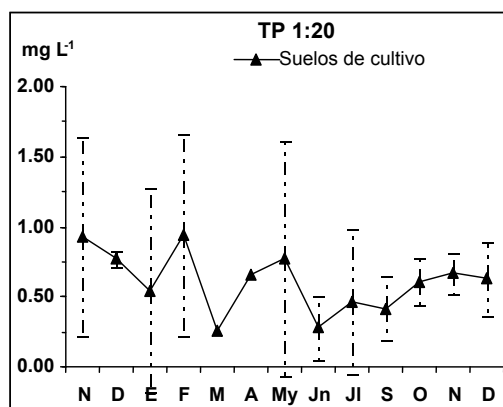
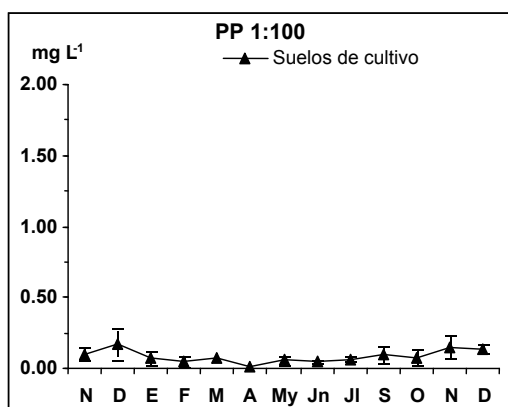
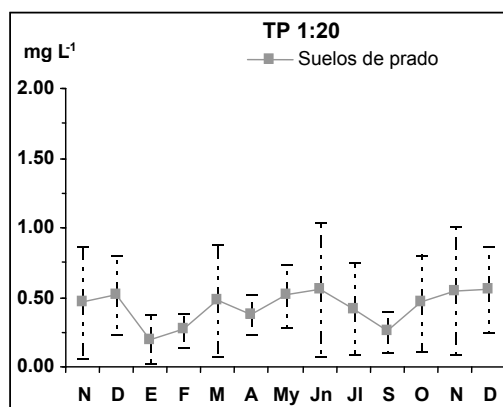
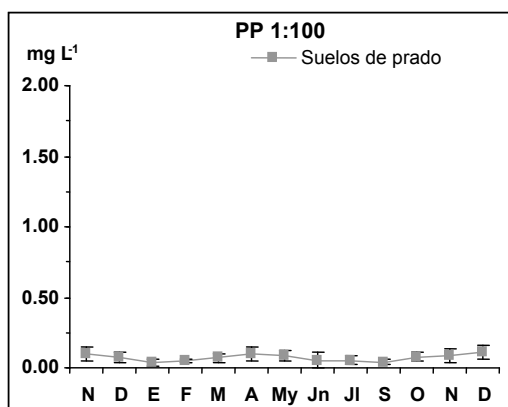
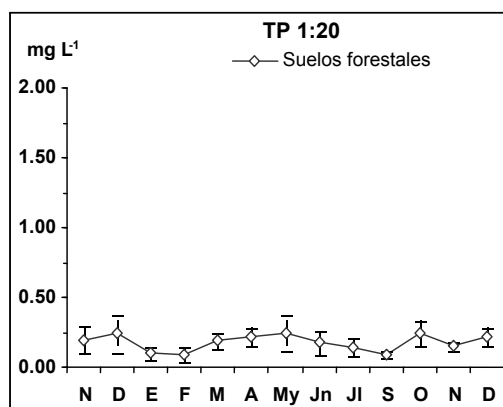
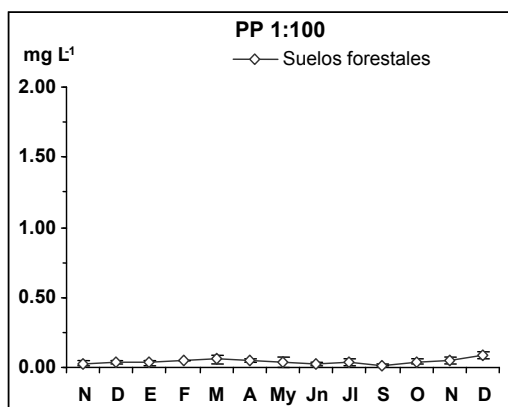


Figura 6.42.- Evolución anual de la concentración de P particulado 1:100, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Figura 6.43.- Evolución anual de la concentración de P total 1:20, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Las desviaciones estándar que presentan los valores de PT 1:20 obtenidos para los suelos de cultivo son muy variables a lo largo del año, lo que refleja el comportamiento tan dispar que presentan los suelos dedicados a cultivo durante el período cuantificado, pues hay meses en los que los suelos presentan valores relativamente similares y, por el contrario, hay otros meses en los que la variabilidad es muy elevada (Figura 6.43).

6.3.9. MRP desorbido para una relación suelo:agua 1:20

Suelos forestales: Las concentraciones de MRP 1:20 a lo largo de todo el año, para los suelos forestales son bajas y apenas presentan variaciones. Los valores oscilan entre los 0.01 mg L⁻¹ que presentan en los meses de marzo y diciembre, y los 0.06 mg L⁻¹ que presentan en el mes de mayo (Figura 6.44).

Las desviaciones estándar son prácticamente cero, lo que denota una gran homogeneidad en las concentraciones de MRP 1:20 a lo largo de todo el estudio en el conjunto de suelos forestales estudiados (Figura 6.44).

Suelos de prado: Los prados durante el intervalo de tiempo en el que se hizo la cuantificación presentan valores de MRP 1:20 más elevados que los suelos forestales (Figura 6.44).

En cuanto a las variaciones durante todo el estudio (Figura 6.44), se observa que la concentración de MRP desorbido al comienzo del estudio, en noviembre, es relativamente alta (0.11 mg L⁻¹), manteniéndose prácticamente constante este valor hasta el mes de febrero, en el que se produce un descenso, presentándose el valor anual más bajo (0.04 mg L⁻¹). En marzo se incrementa la concentración de MRP 1:20, pero esta tendencia cambia y en abril desciende nuevamente; en mayo también hay una bajada, pero muy pequeña. En junio, coincidiendo con la entrada del verano, se produce un aumento moderado, alcanzándose el valor medio más elevado de MRP 1:20 (0.23 mg L⁻¹) que se corresponde con el pico del máximo valor anual.

En el mes de julio se observa un descenso (0.12 mg L⁻¹), tendencia que continúa en septiembre (0.07 mg L⁻¹) y que cambia en octubre y noviembre (segundo año), pues en estos meses existe un aumento en la concentración de MRP 1:20. En diciembre se aprecia un nuevo descenso, coincidiendo el valor (0.08 mg L⁻¹) con el obtenido para ese mismo mes al inicio del estudio.

Las desviaciones estándar de los valores de MRP 1:20 obtenidos durante el estudio para los prados son pequeñas, destacando por su mayor amplitud las que se presentan en los meses de verano y noviembre, lo cual indica que en estos intervalos del año la variabilidad es mayor (Figura 6.44).

Suelos de cultivo: Los suelos dedicados a cultivo presentan valores de MRP 1:20 más elevados que los suelos forestales para todos los meses estudiados (Figura 6.44). También son más elevados que en los prados para todos los meses, excepto para el mes de noviembre al final del estudio, en el que los suelos de ambos usos coinciden en la concentración de MRP desorbido (0.15 mg L^{-1}), y para los meses de marzo y junio, en los que los suelos de cultivo presentan valores de MRP 1:20 (0.02 mg L^{-1} y 0.16 mg L^{-1}) muy por debajo de los prados (0.09 mg L^{-1} y 0.23 mg L^{-1}).

En general, hay que indicar dos tendencias en cuanto a la variación del MRP 1:20 por los suelos de cultivo en el período de tiempo en el que se realizó la cuantificación (Figura 6.44). La primera se corresponde con los primeros meses objeto de estudio, en la que se observan subidas y bajadas continuas en la concentración de MRP desorbido, y la segunda, que abarca desde abril hasta el mes de diciembre al final del estudio, en la que los suelos presentan unos valores de MRP 1:20 prácticamente constantes. La concentración de MRP desorbido en el mes de noviembre es elevada (0.33 mg L^{-1}), observándose un descenso en diciembre (0.17 mg L^{-1}); esta tendencia cambia en enero, en el que se aprecia un incremento (0.28 mg L^{-1}), que se acentúa en el mes de febrero (0.58 mg L^{-1}) obteniéndose un pico que corresponde, en este caso, con el valor más alto de MRP desorbido observado a lo largo de todo el año. Con la entrada de la primavera se produce un fuerte descenso del MRP 1:20, alcanzándose el valor anual más bajo (0.02 mg L^{-1}). En el mes de abril hay un nuevo incremento (0.23 mg L^{-1}), que continúa con un descenso en mayo, y a partir de este mes y hasta diciembre las concentraciones de MRP desorbido se mantienen prácticamente constantes, oscilando los valores entre 0.14 mg L^{-1} y 0.17 mg L^{-1} , excepto en el mes de septiembre en el que se alcanza un valor de desorción de MRP ligeramente más elevado (0.19 mg L^{-1}).

La variabilidad que presentan los suelos de cultivo y que se determina con las desviaciones estándar obtenidas para cada momento, es elevada para los meses de noviembre, enero y febrero, mientras que para el resto de meses estudiados, es moderada y muy similar (Figura 6.44).

6.3.10. P particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:20

Suelos forestales: La concentración de P particulado desorbido para la dilución 1:20 (PP 1:20) en los suelos forestales se mantiene prácticamente constante en primavera y en verano y oscila de forma continua en otoño e invierno (Figura 6.45). En noviembre, al inicio del estudio, los suelos forestales presentan un valor medio de desorción de PP 1:20 moderado (0.16 mg L^{-1}), valor que se incrementa en el mes de diciembre (0.21 mg L^{-1}), siendo el más elevado de los observados a lo largo de todo el año; en enero se produce un descenso, alcanzándose la concentración más baja de P particulado desorbido (0.06 mg L^{-1}), que aumenta muy ligeramente en febrero (0.07 mg L^{-1}).

Coincidiendo con la entrada de la primavera se produce un moderado aumento del PP 1:20 hasta un valor (0.18 mg L^{-1}) que se mantiene durante toda la estación, para disminuir progresivamente a lo largo del verano, hasta la entrada del otoño, observándose en septiembre un descenso importante en la concentración de P particulado desorbido (0.08 mg L^{-1}). En octubre se produce un nuevo incremento, acompañado de un descenso en noviembre del segundo año y de un nuevo aumento en diciembre alcanzándose de nuevo, en el último mes, el valor más elevado del año (0.21 mg L^{-1}) valor que coincide con el obtenido en el mes de diciembre del inicio del estudio (Figura 6.45).

La variabilidad que presentan los valores de PP 1:20 de los suelos forestales es baja para todos los meses estudiados (Figura 6.45).

Suelos de prado: Los prados presentan, a lo largo de todo el año, valores medios de P particulado desorbido 1:20 mayores que los suelos forestales (Figura 6.45).

Los valores de PP 1:20 que se producen en los prados en el mes de noviembre al comienzo del estudio son bastante elevados (0.35 mg L^{-1}); esta concentración se incrementa en el mes de diciembre (0.44 mg L^{-1}) y desciende considerablemente en enero (0.10 mg L^{-1}), registrando en este momento el mínimo anual. En febrero se observa una tendencia ascendente que se mantiene de forma continua y progresiva en marzo. En abril se rompe esta tendencia y se produce un descenso (0.33 mg L^{-1}), volviendo a incrementarse la concentración de PP 1:20 en mayo (0.45 mg L^{-1}). Con la entrada del verano tienden a disminuir las concentraciones de PP 1:20, y esta tendencia se mantiene hasta el inicio del otoño, presentándose en septiembre uno de los valores más bajos encontrados en el período estudiado (0.18 mg L^{-1}). En octubre se produce un nuevo aumento (0.36 mg L^{-1}), permaneciendo esta tendencia hasta diciembre (0.47 mg L^{-1}) al final del estudio, momento en el que se encuentra el valor medio más elevado del año (Figura 6.45). Atendiendo a las desviaciones estándar obtenidas para los valores de PP 1:20 a lo largo del año en los suelos de prado, hay que indicar que la variabilidad de dicho P oscila entre baja y moderada, existiendo una cierta proporción entre la magnitud del valor medio observado y la desviación obtenida (Figura 6.45).

Suelos de cultivo: Los valores de PP 1:20 en los suelos de cultivo (Figura 6.45) son más elevados que los que presentan los suelos forestales a lo largo de todo el año y, de forma similar a lo observado en el MRP 1:20, son superiores a las que presentan los prados para todos los meses salvo los meses de marzo y junio, en los que los valores de PP 1:20 son mayores en los suelos de prado (0.38 mg L^{-1} , 0.32 mg L^{-1}) que en los de cultivo (0.24 mg L^{-1} , 0.12 mg L^{-1}).

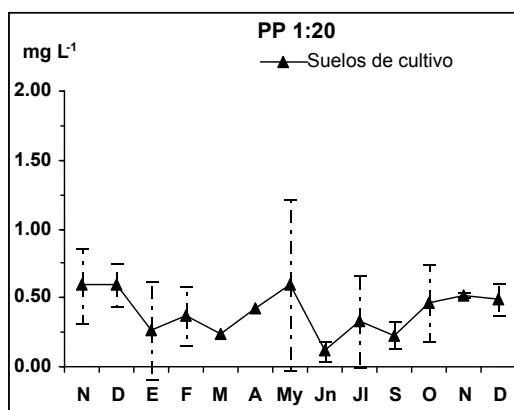
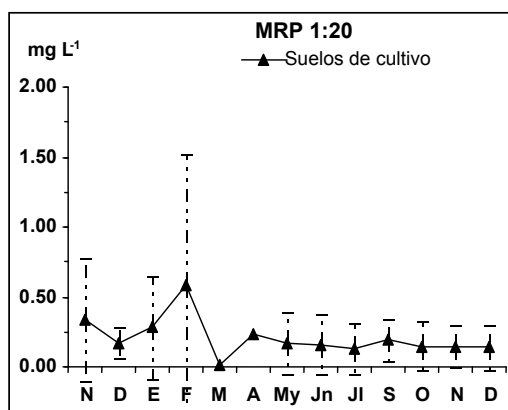
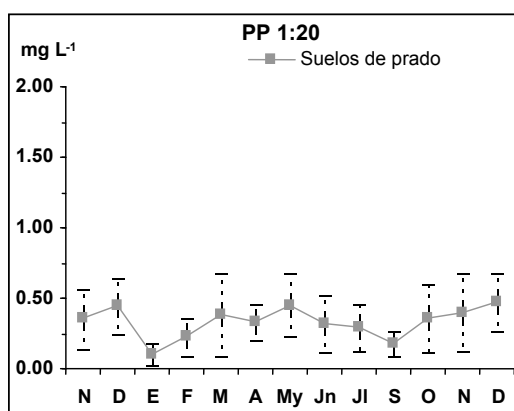
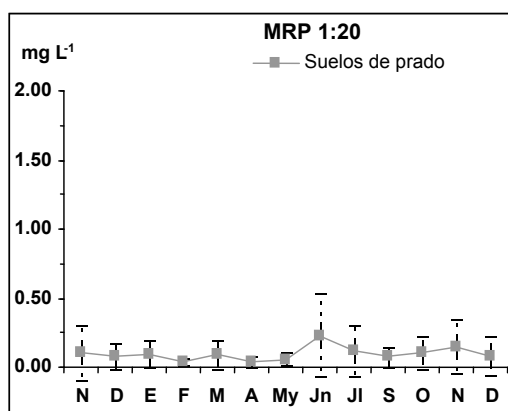
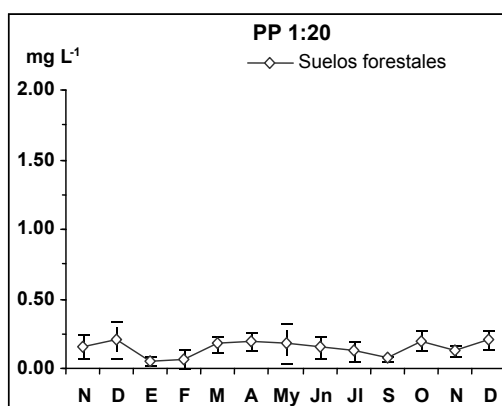
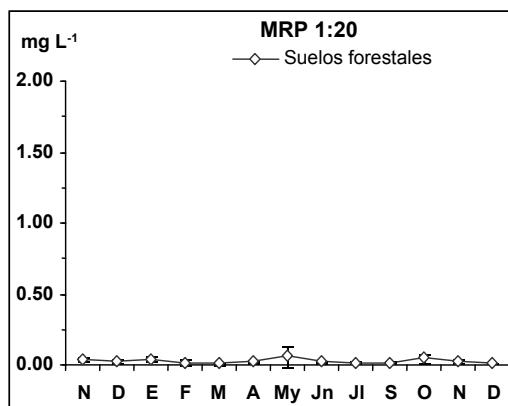


Figura 6.44.- Evolución anual de la concentración de MRP 1:20, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Figura 6.45.- Evolución anual de la concentración de P particulado 1:20, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

La concentración de P particulado desorbido en noviembre (inicial) es elevada (0.59 mg L^{-1}) y se incrementa ligeramente en diciembre alcanzando el máximo anual con un valor (0.60 mg L^{-1}) que coincide con el que se observa en el mes de mayo. Al igual que sucedía en los suelos forestales y en los prados, se produce un marcado descenso del PP 1:20 en enero (0.27 mg L^{-1}), seguido de un incremento en febrero (0.37 mg L^{-1}). Con la entrada de la primavera se produce una bajada en la concentración de PP 1:20, tendencia que cambia en abril, pues existe un ascenso considerable (0.42 mg L^{-1}) que se acentúa en mayo (0.60 mg L^{-1}) en el que, como se dijo anteriormente, se alcanza nuevamente la cantidad más elevada de PP 1:20 para estos suelos. Tras el incremento que se produce a finales de la primavera, hay un fuerte descenso en la entrada del verano, siendo junio el mes con el valor de P particulado desorbido más bajo (0.12 mg L^{-1}). En julio, torna de nuevo la tendencia y hay un incremento del PP 1:20 (0.33 mg L^{-1}), al que acompaña un descenso en septiembre (0.23 mg L^{-1}), coincidiendo con el inicio del otoño. En octubre aumenta de nuevo el valor medio observado, alcanzando un valor que se mantiene prácticamente constante hasta diciembre (0.49 mg L^{-1}), al final del estudio (Figura 6.45).

No existe un comportamiento homogéneo en lo referente a la variabilidad. En julio, septiembre, noviembre o diciembre se observan desviaciones estándar muy pequeñas, mientras que en algunos meses como febrero y enero las desviaciones son moderadas, y en otros, como mayo o julio, son muy elevadas (Figura 6.45).

6.3.11. Influencia del uso del suelo en la desorción de P para una relación suelo:agua 1:100

A continuación se compara la evolución anual de los valores medios de las distintas formas de P (P total, MRP y P particulado) desorbidas, para los suelos bajo diferentes usos, para una relación suelo:agua 1:100.

En general, no existen variaciones muy bruscas a lo largo del año en la concentración de las distintas formas de P desorbidas para los suelos bajo los tres usos investigados (Figura 6.46). Los suelos forestales presentan valores medios de desorción de P total, MRP y P particulado más bajos que los de prado y que los de cultivo a lo largo de todo el año, salvo en el mes de abril pues en este momento la concentración de P particulado 1:100 en los suelos forestales es más elevada que en los de cultivo (0.05 mg L^{-1} frente a 0.01 mg L^{-1}).

Los prados presentan una concentración media de P desorbido 1:100 más baja que los suelos dedicados a cultivo a lo largo de todo el año, si se exceptúan los meses de marzo y junio para el P total y el MRP, y los meses de abril y mayo cuando se comparan los valores de desorción del P particulado, ya que en estos meses son los prados los que presentan las concentraciones medias de P desorbido 1:100 más elevadas (Figura 6.46).

Los prados y los suelos forestales presentan un comportamiento a lo largo del año muy similar para las distintas formas de P, aunque difieren en el aumento que sufre la desorción de

MRP en el mes de junio en los prados; este incremento, que también se observa en el P total, se corresponde con el pico más pronunciado del año (Figura 6.46).

En los suelos de cultivo las fluctuaciones son mayores. Así, al evaluar el P total se observa un máximo en diciembre, que va disminuyendo de forma paulatina hasta marzo, para incrementarse progresivamente el resto del año con algún descenso muy ligero. Al contrario de lo encontrado para el P total, al estudiar el MRP se observa que los valores medios descienden ligeramente durante los primeros meses del estudio, de manera importante en marzo, y aumentan en abril (alcanzando un valor elevado) para descender en mayo, obteniendo un valor medio que se mantendrá prácticamente invariable hasta diciembre.

El pico de concentración de MRP desorbido que se observa en los prados en el mes de junio se corresponde con un mínimo de desorción del P particulado.

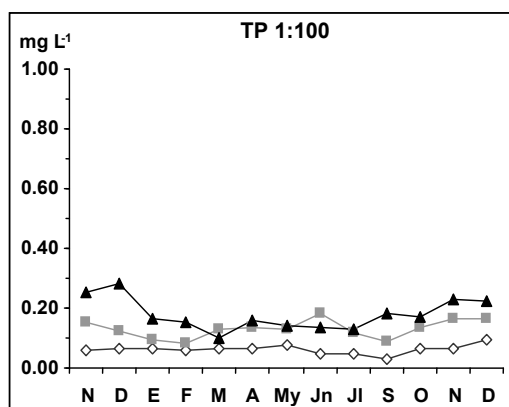
Al hacer una evaluación comparativa con el TP 1:100 se observa (Figura 6.46) que los incrementos y los descensos son mucho más suaves que los observados en la desorción del MRP y del P particulado para los suelos bajo los tres usos, pues los incrementos en una forma de P se ven compensados con descensos en otra. Hay que destacar el pequeño aumento que se produce en los meses de noviembre y diciembre al final del estudio en la concentración de P total desorbido en los suelos de los tres usos, como consecuencia del incremento en la concentración de P particulado desorbido, mientras que, como ya se dijo, el pico de P total que se observa en el mes de junio en los suelos de prado proviene del incremento de la desorción de MRP.

6.3.12. Influencia del uso del suelo en la desorción de P para una relación suelo:agua 1:20

Los suelos forestales y los prados presentan un comportamiento similar en la desorción de PP 1:20 a lo largo del periodo de estudio, aunque en los prados se observan variaciones mucho más pronunciadas que en los suelos forestales. Esto ocurre especialmente en los meses de marzo, mayo y diciembre, tanto al inicio como al final del estudio, ya que en estos meses en los prados aumenta fuertemente la concentración de P particulado desorbido 1:20, mientras que en los suelos forestales se mantiene relativamente constante (Figura 6.47).

El P particulado de los suelos dedicados a cultivo presenta un comportamiento similar al de los de los otros dos usos hasta el mes de febrero. Las diferencias más sobresalientes se encuentran en los meses de primavera y verano; así, en marzo los suelos de cultivo presentan un mínimo de desorción, al contrario que los suelos forestales y que los prados, aumentando progresivamente el P particulado desorbido 1:20 en los suelos de cultivo hasta mayo. De nuevo se observa un mínimo en junio (con valores de desorción del P particulado por debajo de los prados e, incluso, de los suelos forestales). En el mes de julio se observa un nuevo incremento, presentando desde julio hasta noviembre un comportamiento similar al del P particulado de los prados, con un descenso en septiembre y un aumento paulatino hasta el final del estudio, en noviembre-diciembre.

◇ Suelos forestales ■ Suelos de prado ▲ Suelos de cultivo



◇ Suelos forestales ■ Suelos de prado ▲ Suelos de cultivo

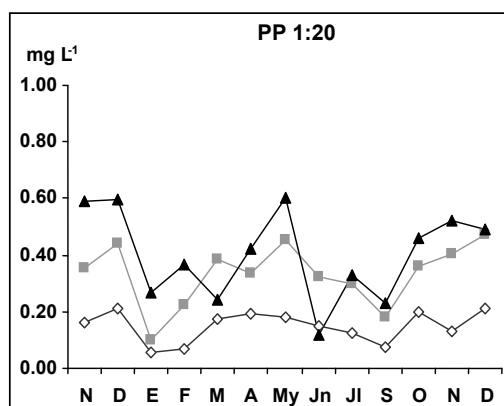
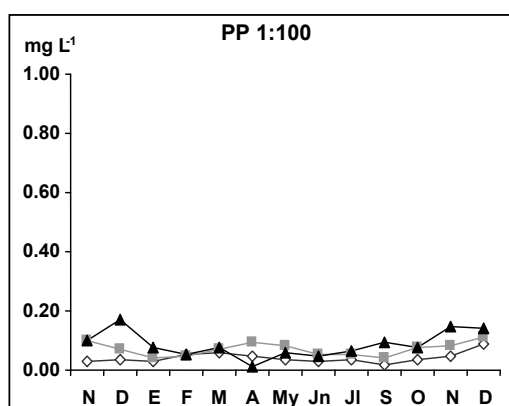
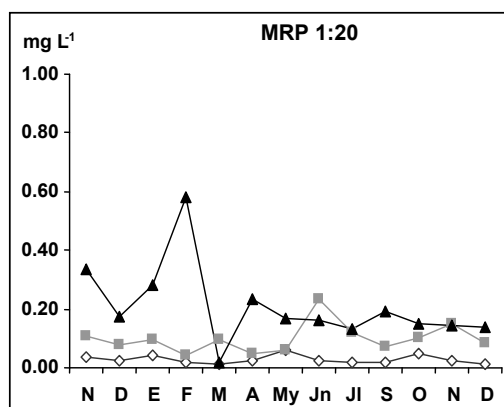
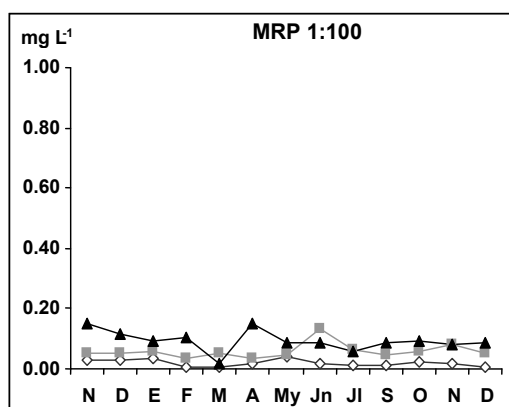
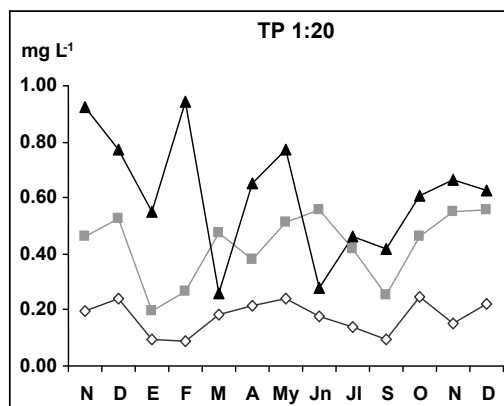


Figura 6.46.- Evolución anual de la concentración de TP, MRP y PP 1:100, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

Figura 6.47.- Evolución anual de la concentración de TP, MRP y PP 1:20, para los suelos bajo diferentes usos en Portodemouros.

En diciembre el P particulado en los suelos de cultivo disminuye ligeramente, mientras que en los prados incrementa ligeramente, por lo que el P particulado desorbido en los dos tipos de suelos es muy similar (Figura 6.47).

La desorción de MRP que se observa en los prados y en los suelos forestales es mucho más baja que la desorción que se produce en estos mismos suelos de P particulado. La tendencia de variación encontrada para los prados y los suelos forestales es similar a lo largo de todo el año, destacando el máximo que presentan los prados en el mes de junio y, aunque menos importante, el del mes de noviembre (Figura 6.47).

En los suelos de cultivo la desorción de MRP es elevada en los meses de noviembre (inicial), enero, febrero (máximo anual) y abril. En general, existe una tendencia descendente desde abril hasta el final del estudio, en diciembre, aunque con un ligero incremento en el mes de septiembre. Hay que destacar el mínimo que se produce en marzo, en el que el MRP 1:20 es cercano a cero y está por debajo del valor medio de desorción que se obtiene en los prados (Figura 6.47).

En cuanto a la evolución anual del P total, se observa que para los tres usos del suelo la tendencia encontrada está determinada principalmente por la desorción de P particulado a lo largo de todo el año, excepto en el caso de los suelos de cultivo, en los que la concentración de P total que presentan en el mes de febrero procede fundamentalmente del MRP desorbido.

Las variaciones del P total 1:20 desorbido en los prados y en los suelos forestales presentan el mismo comportamiento a lo largo de todo el año, salvo en los meses de abril, junio y noviembre del segundo año, en los que la tendencia es contraria, aunque durante todos los meses del estudio las concentraciones de P total desorbido son más elevadas en los prados que en los suelos forestales (Figura 6.48).

En los suelos de cultivo los incrementos y las bajadas del P total 1:20 desorbido son continuas y pronunciadas a lo largo del año, consecuencia de la desorción del MRP en el mes de febrero y del P particulado en el resto (Figura 6.48).

***7.- DISCUSIÓN SOBRE EL RIESGO DE
PÉRDIDA DE P EN LOS SUELOS DE
FERVENZA Y PORTO DEMOUROS***

7. Discusión sobre el riesgo de pérdida de P en los suelos de Fervenza y Portodemouros

7.1. Influencia del uso sobre las propiedades generales de los suelos

Al tratar de determinar la influencia del uso del suelo en el pH (tanto en H₂O como en KCl) se observa que en las dos áreas estudiadas el comportamiento es distinto. Así, en Fervenza los prados fertilizados presentan un valor medio de pH 0.5 unidades más elevado que el de los suelos forestales. Los coeficientes de variación más altos entre los diferentes usos del suelo son el 7 % para el pH en H₂O y el 8 % para el pH en KCl. En Fervenza, los valores de pH de los prados con distinta intensidad de manejo presentan diferencias significativas, en contraste con estudios en los que no se observan estas diferencias (Bardgett y McAlister, 1999; Rudmann-Maurer *et al.*, 2007). El que sean los prados fertilizados los que presenten la menor acidez se debe, muy probablemente, a que sufren adición de encalantes (Gutián-Ojea y Muñoz-Taboadela, 1957; Miguéns *et al.*, 2007).

En Portodemouros no aparecen diferencias importantes entre los valores de pH de los suelos bajo diferentes usos, de forma similar a lo encontrado por otros autores en diferentes estudios (Saviozzi *et al.*, 2001; Evrendilek *et al.*, 2004). La mayor variabilidad la presentan los suelos forestales, con coeficientes de variación del 7 % y del 9 % para el pH en H₂O y en KCl, respectivamente. Los suelos dedicados a prado son los que presentan los valores menos ácidos en ambos casos (pH en H₂O y en KCl), seguido de los suelos forestales y, por último, de los suelos dedicados a cultivo. Esto sugiere que la corrección de pH mediante el encalado no es práctica usual del manejo agrícola en esta zona. La acidificación observada en los cultivos podría ser atribuible al uso de fertilizantes inorgánicos y al aumento de la lixiviación debido a las prácticas de arado (Matene, 1990; Szilassi *et al.*, 2006).

Los cambios de uso del suelo pueden tener un marcado efecto sobre el contenido de C (Tate, 1987) como consecuencia de las interacciones entre las entradas de detritus (residuos que provienen de la descomposición de fuentes orgánicas) y la consecuente inmovilización realizada por los microorganismos del suelo. Tales cambios son importantes tanto desde el punto de vista de la fertilidad del suelo y de su mantenimiento a largo plazo (Ross *et al.*, 1999), como desde el punto de vista de su influencia en las concentraciones de CO₂ atmosférico y el calentamiento global.

La variación del porcentaje de carbono total entre los suelos de distinto uso es destacable en ambas áreas. En Fervenza, se dan niveles muy diferentes según se trate de suelos forestales o de prado; así, los prados naturales y los fertilizados presentan unos valores medios que son un 25 % más bajos que los de los suelos forestales.

De manera análoga, en Portodemouros los suelos forestales presentan valores de C total un 16 % mayores que los prados y un 31 % mayores que los cultivos, lo que pone de manifiesto la pérdida de materia orgánica en los suelos donde existe actividad agrícola, frente a los suelos que permanecen más inalterados y cercanos al equilibrio, como es el caso de los suelos forestales.

Hay numerosas investigaciones que evalúan el efecto que generan las prácticas agrícolas sobre el contenido de C en el suelo (Breuer *et al.*, 2006). La pérdida de la cubierta vegetal en los suelos cultivados hace que la materia orgánica esté sin protección y sea más accesible, sufriendo así un mayor proceso de mineralización.

Se han dado una serie de recomendaciones sobre cómo manejar el C del suelo en los suelos de cultivo (Lal *et al.*, 2004) y en los de prado (Conant *et al.*, 2001). Entre ellas, hay que destacar la promoción de la agricultura tradicional sin un arado excesivo del suelo, la rotación de cultivos, la introducción de lombrices, la irrigación y la protección del suelo mediante “mulching” o acolchado, que consiste en la adición de materiales inorgánicos y orgánicos al suelo, con un espesor variable (que oscila entre 5 y 10 cm) para aumentar la retención de agua en el suelo, disminuir el efecto de las heladas en las plantas, evitar la proliferación de malas hierbas y la competencia radicular y enriquecer el terreno disminuyendo las labores de mantenimiento.

En un análisis de más de 2000 perfiles de suelo en Ohio, EE.UU., se puso de manifiesto que el uso del suelo tiene sólo una pequeña influencia sobre el *pool* del C orgánico del mismo, mientras que el secuestro de C del suelo es altamente específico del tipo de suelo (Tan *et al.*, 2004). Teniendo en cuenta que la cantidad de C total almacenado en suelos minerales (la concentración de reserva) es relativamente grande, resulta difícil obtener información estadísticamente significativa sobre aumentos o disminuciones de reservas de C en respuesta al manejo del suelo y al cambio de uso (Garten y Wulfschleger, 1999).

El carbono orgánico del suelo es una fuente de alimento para la mayoría de los organismos vivos en el suelo que, a su vez, sustenta a plantas superiores que existen como parte de sistemas ecológicos terrestres más complejos; su incremento depende de la calidad y cantidad de residuos, así como del tipo de suelo y de las condiciones de humedad y temperatura, pues determinan la capacidad potencial de entrada y salida del carbono edáfico (Lal *et al.*, 1998; Follett y McConkey, 2000). El carbono del suelo, tras la descomposición y la mineralización de la materia orgánica, es emitido a la atmósfera como CO₂ (Fortín *et al.*, 1996; Sandoval *et al.*, 2003).

Las propiedades del suelo influyen en la descomposición del C orgánico, porque determinan las condiciones de vida para los microorganismos y pueden contribuir a proteger el C en el suelo (Martin y Haider, 1986; Christensen, 1992). Los suelos forestales tienden a acumular más C que los suelos bajo cualquier otro manejo, porque la tasa de fijación de carbono es mayor (Guggenberger *et al.*, 1994). Así, los suelos forestales pueden almacenar más C que los suelos agrícolas, y su respuesta al aumento de la concentración atmosférica de CO₂ será significativa (Hagedorn *et al.*, 2001) para el futuro ciclo del carbono global.

En ambas áreas del presente estudio, el contenido de materia orgánica en los suelos forestales es significativamente más alto que el contenido de materia orgánica en los suelos bajo otros usos. Estos resultados confirman las conclusiones de otros investigadores que muestran una disminución de la materia orgánica tras el manejo del suelo (Sánchez, 1976; Ross, 1993; Singh y

Singh, 1996, Díaz-Fierros, 1996). En un estudio de Riezebos y Loerts (1998) se concluye que en suelos agrícolas el tipo de preparación del suelo influye sobre la cantidad de materia orgánica presente en la parte superficial del mismo, poniendo de manifiesto que la conservación y el buen manejo de la materia orgánica puede, de algún modo, proporcionar una solución a los problemas de degradación del suelo y al agotamiento nutritivo, puesto que la materia orgánica afecta a las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo. Por lo que respecta a las propiedades físicas, la materia orgánica tiene un efecto positivo sobre la estructura del suelo, pues proporciona compacidad a los suelos sueltos y hace más esponjosos a los suelos que presentan un fuerte grado de desarrollo de los agregados, esto es, a los suelos que tienden a ser masivos. Además, la materia orgánica influye en la conservación de la estructura del suelo (sobre todo la materia orgánica en vías de descomposición y el humus), al aumentar la capacidad de retención de agua e intervenir favorablemente en el calentamiento de los suelos en primavera (Fuentes-Yagüe, 1990).

Desde el punto de vista de las propiedades químicas, la materia orgánica aumenta la fertilidad de los suelos ya que aporta elementos fertilizantes; además, el complejo arcillo-húmico regula la nutrición de las plantas y los ácidos húmicos estimulan el desarrollo del sistema radicular, siendo más efectiva la asimilación de nutrientes.

En cuanto a las propiedades biológicas, cuando las condiciones de humedad, temperatura y aireación son adecuadas, la materia orgánica del suelo favorece la proliferación de microorganismos puesto que les proporciona microhabitats para que puedan establecerse las colonias microbianas, carbono para la formación de las estructuras orgánicas y para conseguir energía a través de su oxidación, nitrógeno para la síntesis de las proteínas y otros elementos nutritivos esenciales para la vida (Fuentes-Yagüe, 1990).

En el caso del nitrógeno total, en el presente estudio se observan distintas tendencias en las dos áreas estudiadas. En Fervenza, el comportamiento es similar al encontrado para el carbono total, aunque en esta ocasión las diferencias entre los suelos bajo diferente uso no son tan elevadas, pues los prados naturales presentan unos valores un 20 % menores que los de los suelos forestales y los prados fertilizados presentan valores un 12 % menores que los de los suelos forestales.

En Portodemouros, por el contrario, para el nitrógeno total no se observa la misma tendencia que para el C total, presentando los prados unos valores un 11 % y un 23 % más altos que los suelos forestales y los cultivos, respectivamente. Además, se debe destacar la proximidad que existe entre los valores del suelo con distintos usos, lo que puede ser consecuencia del aporte de fertilizantes ricos en nitrógeno que compensan la disminución del nitrógeno generado por la pérdida de la materia orgánica debido al uso agrícola del suelo. El valor medio más pequeño se da en los suelos de cultivo, donde las pérdidas de materia orgánica son mayores y la compensación del aporte externo se hace menor.

En las dos áreas estudiadas la relación C/N es mayor en los suelos forestales que en los suelos bajo otros usos. Así, en Fervenza se observa que los suelos forestales presentan unos valores un 9 % mayores que los prados naturales y un 15 % mayores que los prados fertilizados, mientras que en Portodemouros los suelos forestales presentan unos valores un 29 % mayores que los suelos dedicados a prado y un 23 % mayores que los suelos dedicados a cultivo. El que existan estas diferencias entre los suelos bajo distintos usos sugiere que los suelos forestales presentan peores condiciones de humificación que los suelos bajo los otros dos usos para los que la relación C/N refleja mayores cantidades de nitrógeno frente a menores cantidades de carbono, refrendando la hipótesis de que el aporte de N al suelo que se realiza a través de fertilizantes, incrementa el contenido en N total del mismo.

En Fervenza, los valores más elevados de óxidos de Fe extraíble los presentan los prados fertilizados, con niveles un 23 % mayores que los suelos forestales y tan sólo un 4 % más elevados que los de los prados naturales. En Portodemouros, la tendencia no es la misma que para Fervenza, pues son los prados los que presentan valores un 10 % mayores que los suelos forestales y un 20 % mayores que los suelos dedicados a cultivo.

El que haya este incremento en los óxidos de hierro puede ser debido a una alteración más intensa de la roca que produce una liberación de Fe, o al material de partida sobre el que están los suelos. Fervenza presenta valores de Fe más elevados que Portodemouros, posiblemente debido al material de partida de los suelos de Fervenza, mayoritariamente ortogneis con anfíbol y ortogneis biotítico, materiales que se caracterizan por tener una mayor cantidad de óxidos de Fe que los esquistos y esquitos cuarcíticos presentes en el área de Portodemouros.

Los óxidos de hierro presentes en el suelo y, en especial, aquellos depositados como recubrimiento de minerales primarios y secundarios o infiltrados en agregados de arcilla, alteran la carga eléctrica, modifican las propiedades de superficie e incrementan la capacidad amortiguadora del suelo; el hierro juega un papel importante en la agregación de partículas y en la formación de la estructura del suelo.

En ambas áreas, son los suelos forestales los que presentan los valores más elevados de óxidos de Al. En Fervenza, los prados naturales presentan valores un 32 % menores que los suelos forestales y los prados fertilizados presentan valores un 25 % menores que los suelos forestales. En Portodemouros los menores valores de óxidos de Al extraíble los presentan los suelos de cultivo, tanto frente a los suelos de prado (36 % menores) como frente a los suelos forestales (53 % menores). Este descenso viene asociado a la pérdida de materia orgánica provocada por el manejo del suelo, lo que lleva a suponer que al disminuir la materia orgánica de los suelos las formas amorfas de aluminio cristalizan en formas no solubilizables (Carballas *et al.*, 1979).

La importancia del contenido en óxidos de aluminio y de hierro para controlar la solubilidad y la adsorción del fosfato respecto a otros minerales del suelo, ha sido ampliamente estudiada (Borggaard *et al.*, 1990; Hamad *et al.*, 1992), lo que se justifica por el hecho de que la

especiación y movilidad del P en el suelo se regulan mediante reacciones superficiales en las que intervienen dichos óxidos.

Se considera que la sorción del fosfato tiene lugar en sitios de coordinación específicos sobre los óxidos e hidróxidos y que no hay moléculas de agua entre la superficie y el ión fosfato. La sorción de fósforo es una secuencia continua de adsorción y precipitación y abarca dos procesos, uno relativamente rápido, que es un proceso de adsorción reversible, y otro, relativamente lento, que consiste en un proceso de precipitación prácticamente irreversible (van der Zee y van Riemsdijk, 1988).

Los compuestos amorfos de Al tienen una mayor capacidad de sorción que los compuestos de hierro para diferentes adsorbentes naturales, como indican varios autores (Syers *et al.*, 1971; Börling *et al.*, 2001).

Un parámetro considerado como indicador de la capacidad de adsorción de P del suelo (García-Rodeja y Gil-Sotres, 1997) es la suma molar de Al + Fe extraídos. En Fervenza existen diferencias significativas de esta suma entre los suelos forestales y los prados naturales, presentando los prados fertilizados un valor intermedio (por debajo de los suelos forestales), mientras que en Portodemouros se observa un claro descenso en este parámetro a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo, siendo significativas las diferencias observadas entre los suelos forestales y los de cultivo.

Tabla 7.1. Valores medios (\pm la desviación estándar) de la suma de Fe y Al (mmol kg^{-1}) obtenidos para los suelos de Fervenza y Portodemouros bajo diferentes usos; letras diferentes indican que para cada localización las diferencias entre medias son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Fervenza			Portodemouros		
Forestales	Prados naturales	Prados fertilizados	Forestales	Prados	Cultivos
369.8 \pm 131.7a	294.7 \pm 89.9b	319.7 \pm 98.5ab	254.6 \pm 83.2a	206.4 \pm 160.7ab	144.5 \pm 39.6b

La variación que se observa tanto en el contenido en materia orgánica como en las cantidades de óxidos extraíbles en los suelos de diferentes usos influye en la estabilidad de la estructura del suelo. Así, el descenso en la materia orgánica puede afectar a la erodibilidad del suelo, posibilitando el paso de nutrientes a los cursos de agua mediante la erosión, mientras que el descenso de los óxidos puede afectar a la capacidad de fijación de P del suelo.

7.2. Influencia del uso del suelo sobre la dinámica del fósforo

Las modificaciones en las propiedades del suelo afectan a la dinámica del P, ya que afectarán tanto al parámetro de *cantidad* (P en la fracción sólida que se considera una reserva para la nutrición de planta), como al parámetro de *intensidad* (la concentración de P en la solución de suelo).

7.2.1. Efecto del uso del suelo sobre el parámetro cantidad

El parámetro cantidad se suele estimar mediante la cantidad de P extraído con bicarbonato, la capacidad máxima de adsorción de P o el grado de saturación de P, por lo que la discusión se centrará en los efectos del uso del suelo sobre esas propiedades.

7.2.1.1. P extraído con bicarbonato

En lo referente al P extraído con bicarbonato (que suele considerarse como el P disponible para las plantas), tanto el P inorgánico como el P orgánico extraídos aumentan al incrementar la intensidad de manejo del suelo, coincidiendo con lo descrito por otros autores al evaluar el efecto que genera el uso del suelo en la cantidad de P soluble en dicho reactivo (Lee, 1992; Schoumans y Groenendijk, 2000; Watson *et al.*, 2007). De todas maneras, aunque los valores medios más elevados de P inorg bic no alcanzan los niveles requeridos para hacer que un suelo presente una cantidad excesiva, en general puede considerarse que, en ambas áreas, la fertilización que han recibido los suelos afectados por el uso ha mitigado ligeramente la enorme carencia de P disponible, característica típica de los suelos gallegos (Trasar-Cepeda *et al.*, 1990), carencia que claramente muestran los suelos forestales estudiados, tal como se pone de manifiesto en el gráfico de distribución de frecuencias de esta propiedad (Figura 7.1). Así, el 100 % de las muestras de los suelos forestales, tanto en Fervenza como en Portodemouros, presentan valores de P inorgánico por debajo de 10 mg kg^{-1} , por lo que hay que indicar que son deficientes en P (Kamprath y Watson, 1980) o que presentan niveles de P bajos, según el criterio empleado para suelos de Galicia por Bara Temes (1986). A medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo el máximo de la distribución de frecuencias se desplaza hacia la derecha. Así, en Fervenza el 100 % de los suelos forestales presenta valores por debajo de 10 mg kg^{-1} , mientras que en los prados naturales este porcentaje se reduce casi a la mitad (55 % de las muestras) y en los prados fertilizados tan sólo el 7 % de las muestras tiene cantidades de P inorgánico tan bajas.

En los prados naturales algo más de un 20 % de las muestras presentan valores comprendidos entre 10 mg kg^{-1} y 20 mg kg^{-1} de P inorgánico. En los prados fertilizados, sin embargo, un 70 % de las muestras presenta cantidades de P inorgánico comprendidas entre 10 mg kg^{-1} y 40 mg kg^{-1} y un 10 % entre 40 mg kg^{-1} y 50 mg kg^{-1} . Hay que indicar que en los prados fertilizados existen muestras (aunque en un porcentaje muy bajo) que presentan valores de P inorgánico por encima de los 80 mg kg^{-1} , lo que refleja la existencia de suelos sobre-fertilizados.

En Portodemouros se observa la misma tendencia que en Fervenza, pues a medida que la intensidad de manejo del suelo aumenta el máximo de la distribución de frecuencias se desplaza hacia la derecha. Así, en los suelos forestales el 100 % de las muestras no alcanza los 10 mg kg^{-1} , mientras que la figura de distribución de frecuencias de los prados presenta un claro sesgo hacia la derecha, ya que el 74 % de las muestras presentan cantidades de P inorgánico comprendidas entre 0 mg kg^{-1} y 20 mg kg^{-1} (un 38 % de las muestras entre 0 mg kg^{-1} y 10 mg kg^{-1} y un 36 % entre 10

mg kg⁻¹ y 20 mg kg⁻¹), y la figura de distribución de frecuencias de los suelos de cultivo presenta carácter bimodal, pues un 63 % de las muestras presentan cantidades de P inorgánico que oscilan entre los 0 mg kg⁻¹ y los 20 mg kg⁻¹ (equitativamente distribuidas en dos intervalos) y un 20 % de las muestras presentan cantidades de P inorgánico entre 60 mg kg⁻¹ y 70 mg kg⁻¹.

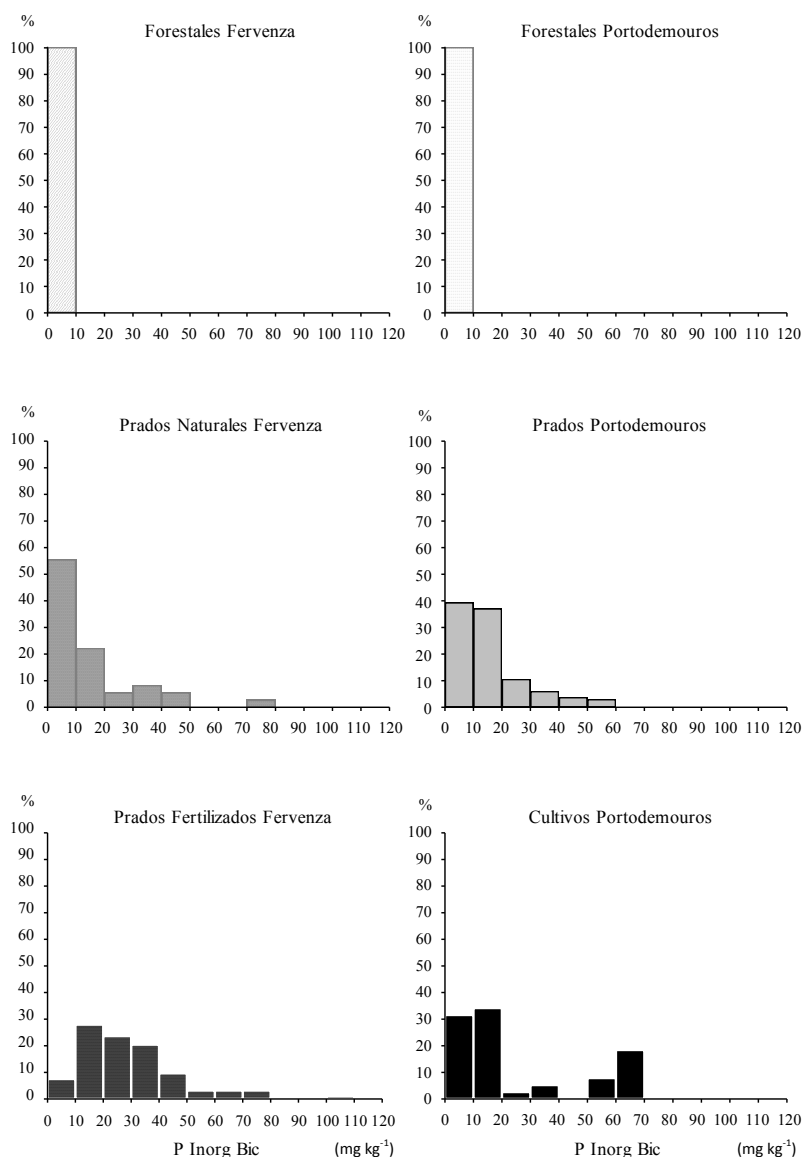


Figura 7.1.- Distribución de frecuencias de P inorgánico extraído con bicarbonato (P inorg bic), para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Aplicando el criterio seguido en España (Torrent *et al.*, 2007), la cantidad de P inorgánico extraído con bicarbonato presente en un suelo debe alcanzar un valor por encima de 35 mg kg⁻¹

(ligeramente inferior a los 40 mg kg^{-1} que establece Bara Temes, 1986, para los suelos de Galicia) para ser considerado muy alto. Se observa que en Fervenza tan solo un 13 % de las muestras cumplen este criterio, mientras que en Portodemouros ese porcentaje desciende hasta el 8 % de las muestras.

Dado que el P interviene en los procesos de crecimiento y síntesis de los componentes de las plantas, su deficiencia ocasiona un desarrollo débil tanto del sistema radicular como de la parte aérea. El fósforo forma parte de todos los tejidos de la planta y es, además, un elemento catalítico puesto que es un constituyente de muchas coenzimas. Participa ampliamente en la formación de los compuestos fosforilados encargados del transporte y almacenamiento de la energía precisa para realizar procesos vitales. Interviene en prácticamente todos los procesos importantes del metabolismo.

Las plantas absorben la mayor parte del fósforo bajo la forma de PO_4H_2^- y, en menor proporción, bajo la forma PO_4H^{2-} . En pequeñas cantidades también se puede absorber en forma de fosfatos orgánicos solubles.

En suelos con carencia de fósforo, éste se puede aportar por medio de fertilizantes orgánicos o inorgánicos. La fertilización inorgánica suele mejorar las condiciones nutricionales de las plantas (Sheriff *et al.*, 1986; Palomäki y Holopainen, 1995; George y Seith, 1998; Paquin *et al.*, 1998; Valdecantos, 2001), si bien ciertos trabajos muestran una escasa respuesta (Sabaté *et al.*, 1994; Castell, 1997; Rodá *et al.*, 1999; Garrison *et al.*, 2000). Los factores ambientales deben ser tenidos en cuenta, pues se puede producir interacción entre ellos y los efectos de los fertilizantes minimizando o anulando estos últimos (Field y Mooney, 1986; Stoneman y Dell, 1993).

Herlihy y McGrath (2007) determinan, en prados fertilizados de clima templado, los efectos de la fertilización con fósforo sobre las distintas formas de éste, indicando que contribuye directamente al incremento del P inorgánico (McKenzie *et al.*, 1992; Zheng *et al.*, 2002) enriqueciendo preferentemente las fracciones lábiles y moderadamente lábiles, esto es, las fracciones de P extraídas con NaOH (Zhang *et al.*, 2004).

La clasificación de los suelos en función de los niveles de P asimilable extraído con bicarbonato varía según el tipo de suelo, la textura y el cultivo, entre otros factores; así, encontramos distintos límites de los niveles de P, algunos de los cuales hacen referencia a zonas muy localizadas, mientras que otras clasificaciones son más generales como se indica en la Tabla 7.2.

En la Tabla 7.3 se recogen los límites de los niveles de P Olsen para suelos que presentan un valor de pH mayor de 4, establecidos según la Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Agrícola INEA (2001), adscrita a la Universidad de Valladolid, y donde las características de los suelos son más específicas.

Tabla 7.2.- Valores límite de los niveles de P Olsen (mg kg^{-1}), para distintas zonas geográficas (En cursiva se indican los estudios referidos a suelos españoles).

INTERPRETACIÓN						
	Muy bajo	Bajo	Normal	Alto	Muy alto	
Kamprath y Watson, 1980	0-9	10-15	16-25	26-45	46-70	Irlanda
<i>Bara Temes, 1986</i>	<i><5.0</i>	<i>5.1-15.0</i>	<i>15.1-30</i>	<i>30.1-40</i>	<i>>40.0</i>	<i>GALICIA</i>
García, 1999	0-5	6-10	11-15	16-20	21-25	Nuevo México
Mallarino, 2000	0-5	6-10	11-14	15-20	>21	Iowa
Deutsch <i>et al.</i> , 2002	1-3	4-7	8-11	12-15	>15	EE.UU y Canadá
<i>Rioja Molina, 2002</i>	<i>0-6</i>	<i>6-12</i>	<i>12-18</i>	<i>18-30</i>	<i>>30</i>	<i>Ciudad Real</i>
Barraclough, 2003	0-9	10-15	16-25	26-35	36-70	Londres
Radtke, 2003	0-3	3-6	7-10	11-21	>21	Texas
<i>Torrent et al., 2007</i>	<i><10</i>	<i>10-15</i>	<i>15-20</i>	<i>20-35</i>	<i>>35</i>	<i>España</i>

Tabla 7.3.- Valores límite de los niveles de P Olsen (mg kg^{-1}), en suelos de Valladolid (INEA, 2001).

INTERPRETACIÓN					
	Muy bajo	Bajo	Normal	Alto	Muy alto
SECANO					
*Ligeros	≤ 5	$5 \leq 10$	$>10 \leq 15$	$>15 \leq 20$	>20
*Medios	≤ 6	$>6 \leq 12$	$>12 \leq 18$	$>18 \leq 28$	>28
*Fuertes	≤ 8	$>8 \leq 16$	$>16 \leq 24$	$>24 \leq 40$	>40
REGADIO					
Ligeros	≤ 6	$>6 \leq 12$	$>12 \leq 18$	$>18 \leq 29$	>29
Medios	≤ 8	$>8 \leq 16$	$>16 \leq 24$	$>24 \leq 32$	>32
Fuertes	≤ 10	$>10 \leq 20$	$>20 \leq 30$	$>30 \leq 40$	>40

*Suelos ligeros (textura: Arenosa, Arenoso-Franca) Suelos medios (textura: Franco-Arenosa, Franco-Arcillo-Arenosa, Franco-Limosa, Franca, Limosa) Suelos fuertes (textura: Franco-Arcillosa, Franco-Arcillo-Limosa, Arcillo-Limosa, Arcillosa, Arcillo-Arenosa)

Cuando se añaden al suelo fertilizantes fosfatados parte del fósforo es tomado por las plantas y el resto transformado en distintas formas de P orgánico e inorgánico. El destino y disponibilidad del fosfato residual dependerá de los factores del suelo y de la planta que afectan a las reacciones químicas y biológicas. La velocidad de reacción está influenciada por factores abióticos y tienen lugar varias reacciones concurrentemente. Los fertilizantes fosfatados, primero se disuelven y a continuación se producen una serie de reacciones de precipitación o adsorción, que dan como resultado unos niveles de fosfato muy reducidos en la solución del suelo. Eventualmente, se alcanzan concentraciones próximas al equilibrio, por lo que precipita una fase sólida y las reacciones de quimisorción son casi completas. El nivel de P disuelto en la solución del suelo es controlado por los diversos equilibrios existentes en el mismo. La concentración de P disuelto en la solución del suelo y la capacidad de la fase sólida para desorber fosfato adicional a

medida que éste es retirado de la solución son factores importantes para determinar la disponibilidad de P para las plantas y las cantidades de P que se pierde en los suelos por escorrentía y lixiviación (de Blas Varela, 1990).

En el presente estudio, en lo referente a la cantidad de P orgánico extraído con bicarbonato se observa que, en las dos áreas estudiadas, la distribución de frecuencias es distinta para los suelos de diferentes usos, aunque en menor medida que lo observado para el P inorgánico.

La totalidad de los suelos forestales de Fervenza y más del 95 % de los suelos forestales de Portodemouros presentan cantidades de P orgánico extraído por debajo de 10 mg kg^{-1} . Un 15 % de las muestras de los prados naturales de Fervenza presentan cantidades de P orgánico superiores a 10 mg kg^{-1} , aunque no superan los 30 mg kg^{-1} . Como se observa en la Figura 7.2, los prados fertilizados de Fervenza y los prados de Portodemouros presentan una distribución de frecuencias muy similar. En ambas zonas, el 75 % de las muestras tiene una cantidad de P orgánico extraído menor de 10 mg kg^{-1} y el 15 % presenta valores que oscilan entre 10 mg kg^{-1} y 20 mg kg^{-1} . Hay que destacar que mientras que en Fervenza se alcanzan cantidades de P orgánico entre 50 mg kg^{-1} y 60 mg kg^{-1} , en los prados de Portodemouros no se supera la cantidad de 50 mg kg^{-1} .

En los suelos de cultivo de Portodemouros, la cantidad de P orgánico no excede los 30 mg kg^{-1} . Sin embargo, es en estos suelos donde se observa un mayor porcentaje de muestras con valores de P orgánico superiores a 10 mg kg^{-1} (35 %), poniendo de manifiesto que en los suelos dedicados a cultivo de Portodemouros se aplican fertilizantes tanto de naturaleza orgánica como inorgánica. El incremento que se produce en el P orgánico puede deberse a la fertilización orgánica, de la que provienen la mayor parte de los compuestos de P orgánico extraíbles con bicarbonato, así como al mayor enriquecimiento de P en la materia orgánica lábil del suelo como resultado del uso de fertilizantes orgánicos (Díaz-Fierros *et al.*, 1987).

Los fertilizantes orgánicos tienen efectos equivalentes, o incluso mejores, en la producción de las cosechas que las fuentes minerales de P (Sharpley, 1996). Además de actuar como fuente de nutrientes, la fertilización orgánica puede mejorar la disponibilidad de P en el suelo (Hartikainen, 1989; Gerke, 1994) debido a su influencia sobre las propiedades químicas, físicas y biológicas del mismo. Iyamuremye *et al.* (1996a, b) relacionaron la reducción de la capacidad de sorción de P inducida por la fertilización orgánica con los cambios de las características químicas del suelo (pH, Al cambiante) y con la complejación de los sitios de sorción de P en las superficies reactivas.

Otros autores encontraron que los parámetros físicos del suelo que son relevantes para la disponibilidad de P, como la retención del agua, la densidad y la estabilidad de los agregados, también se veían afectados por la materia orgánica del suelo (Dorado *et al.*, 2003). La fertilización

orgánica aumenta el contenido del humus (Hartl y Erhart, 2005) y la actividad microbiológica del suelo (Frossard *et al.*, 2002; Oehl *et al.*, 2004; Oberson y Joner, 2005).

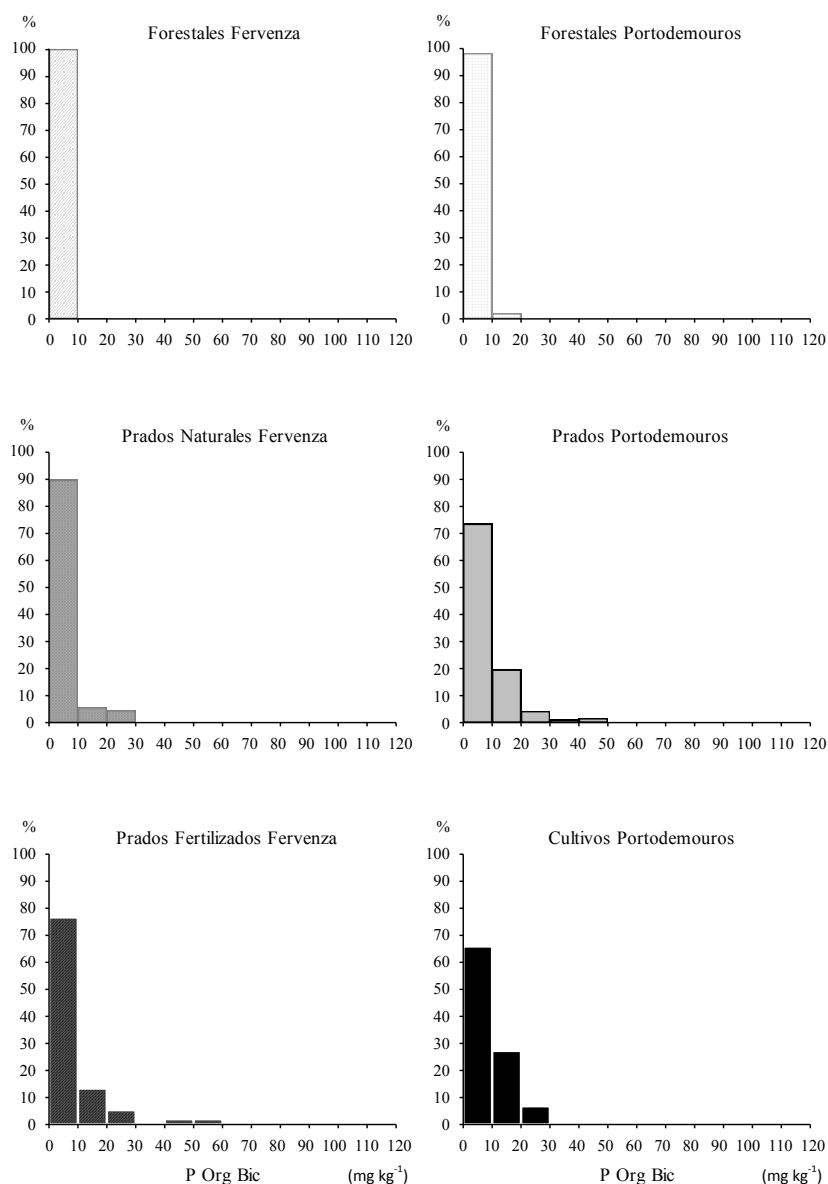


Figura 7.2.- Distribución de frecuencias de los valores de *P* orgánico extraído con bicarbonato (*P org bic*), obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Bünemann *et al.* (2004) destacan el importante papel que representan los compuestos orgánicos en el suelo para la mineralización de P a través de los microorganismos del suelo. El uso del abono y del estiércol en la producción vegetal es una práctica común en la fertilización orgánica e importante para el reciclado del P en agricultura (Emmerling *et al.*, 2000; Niklasch y Joergensen, 2001). Para evaluar de forma completa las ventajas de la fertilización orgánica se

requiere un mayor conocimiento sobre su efecto en la disponibilidad de nutrientes, lo que resulta complicado puesto que la transformación de compuestos orgánicos y la pérdida de nutrientes es un proceso complejo, dependiendo de muchos factores, tales como la estabilidad de las sustancias orgánicas (Gutser *et al.*, 2005), las condiciones climáticas (Dorado *et al.*, 2003), las características del suelo (Huffman *et al.*, 1996), el tipo de sistema del cultivo (Van den Bossche *et al.*, 2005) y la interacción con los fertilizantes minerales (Kaur *et al.*, 2005).

Herlihy y McGrath (2007) también observan elevadas cantidades de P orgánico en los prados fertilizados de Irlanda, de forma semejante a lo descrito con anterioridad por Rubio *et al.* (1998) para suelos de prado con abundante pasto. Sin embargo, la fluctuación del P orgánico está limitada en los suelos de prado al compararlos con suelos de cultivo (Hedley *et al.*, 1982). Tal limitación es más frecuente a corto plazo, dada la reducida actividad del P orgánico en presencia de fertilizantes de P (McGill y Cole 1981; Guo *et al.*, 2000), así como por la estabilización producida, en suelos ácidos, por las arcillas y los compuestos orgánicos típicos de la capa superficial de los prados de clima templado (Goring y Bartholomew 1952; Anderson y Arlidge, 1962).

De manera análoga a lo observado para el P inorgánico y para el P orgánico, la cantidad de P total extraíble con bicarbonato se incrementa a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo, como se pone de manifiesto en la Figura 7.3, en la que se muestran los gráficos de distribución de frecuencias. Se observa que las cantidades de P total presente en los suelos forestales de Fervenza y de Portodemouros son bajas, pues más del 95 % de las muestras en ambas áreas no superan el valor de 10 mg kg^{-1} .

Los prados naturales de Fervenza y los prados de Portodemouros presentan ciertas similitudes en la distribución de frecuencias, pues en ambos casos el porcentaje de muestras más elevado se obtiene para el intervalo de valores de P total comprendido entre 10 mg kg^{-1} y 20 mg kg^{-1} (un 40 % y un 30 % para Fervenza y Portodemouros, respectivamente).

Por el contrario, la distribución de frecuencias de los prados de Portodemouros tiene un aspecto más gradual que la de los prados naturales de Fervenza, en la que se observa un claro sesgo a la derecha y donde hay que destacar el hecho de que existen muestras con cantidades de P total comprendidas entre 90 mg kg^{-1} y 100 mg kg^{-1} , mientras que en los prados de Portodemouros no superan los 70 mg kg^{-1} .

Al evaluar los prados fertilizados de Fervenza y los suelos dedicados a cultivos de Portodemouros, se pone de manifiesto de forma clara el desplazamiento de los máximos de distribución hacia la derecha, pues para ambos grupos de muestras el porcentaje de ellas que presenta cantidades menores de 10 mg kg^{-1} es bajo: en el caso de los prados fertilizados de Fervenza es de un 1 %, mientras que en los cultivos no se alcanza el 10 %.

El 50 % de las muestras de Fervenza se concentra en el intervalo que oscila entre 20 mg kg^{-1} y 40 mg kg^{-1} , mientras que en los suelos de cultivo de Portodemouros el rango comprende

desde 10 mg kg^{-1} hasta 30 mg kg^{-1} , no superando ninguna muestra el valor de 90 mg kg^{-1} que sí se alcanza en los prados fertilizados, en los que la cantidad máxima de P total fue de 120 mg kg^{-1} .

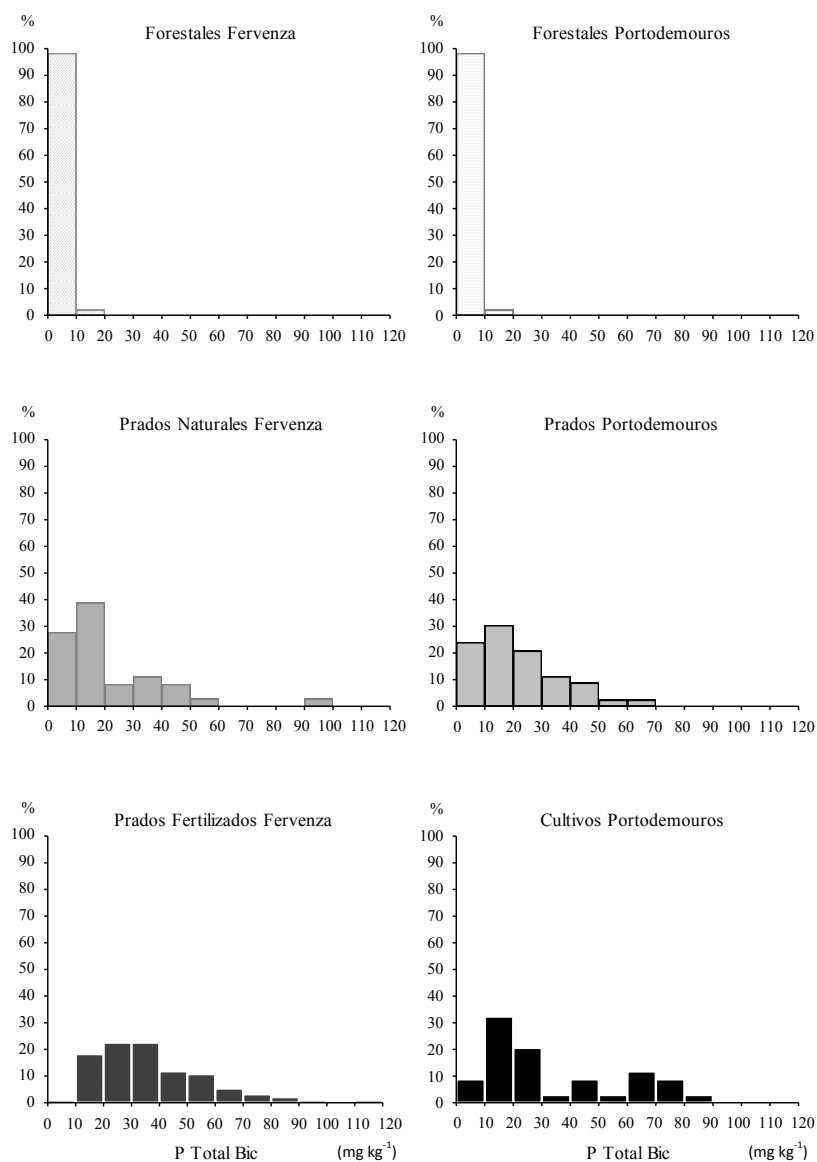


Figura 7.3.- Distribución de frecuencias de los valores de P total extraído con bicarbonato (P total bic), obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Los niveles más altos de P total se deben, fundamentalmente, a las entradas de P inorgánico que se producen como consecuencia del aporte de fertilizantes minerales, aunque también proceden del uso de fertilizantes orgánicos, pues se observan altos niveles de P orgánico disponible, posiblemente constituido por diésterfosfatos que, tras su mineralización, contribuirán al enriquecimiento del "pool" de fósforo inorgánico disponible (Gil-Sotres *et al.*, 1990).

7.2.1.2. Adsorción de P. Isoterma de Freundlich

El fósforo interactúa recíprocamente con las partículas del suelo en su forma cambiante conocida como fosfato que en los suelos puede encontrarse disuelto o ligado a los grupos funcionales del mismo (McBride, 1994). El ácido fosfórico puede existir en la solución del suelo como H_3PO_4 , H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} y PO_4^{3-} , determinando el pH la concentración relativa de las diversas formas.

Diversos autores (McBride, 1994; Abou-Nohra *et al.*, 2007) indican que en el rango de valores entre los que oscila el pH del suelo, es el anión fosfato (PO_4^{3-}) el que presenta la capacidad de enlace más fuerte con los grupos funcionales del suelo. El fosfato se fija fuertemente por adsorción a través de enlaces covalentes con dichos grupos funcionales (Sposito, 1982). La idea de que la pérdida de P a través del transporte subsuperficial era insignificante, al actuar el suelo como sumidero que atrapa iones fosfato de la solución (Sharpley *et al.*, 1981, 1984; Sharpley, 1995a), desaparece al observar que en los suelos altamente fertilizados cualquier adición de fosfato puede exceder la capacidad de sorción de P del suelo, provocando un aumento de la concentración de estos iones en la solución del mismo (Sharpley, 1995b) y aumentando así el riesgo de pérdidas de P por escorrentía.

El estudio de la adsorción de P se llevó a cabo cuantificando el fósforo adsorbido y en equilibrio tras la adición de dos soluciones que contienen $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ y $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ de P, como previamente se indicó en resultados.

En la Figura 7.4 se representan los gráficos de distribución de frecuencias del P en equilibrio tras la adición de una solución de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$, para los suelos de distinta intensidad de manejo de Fervenza y Portodemouros.

En los suelos de Fervenza, la concentración de P en equilibrio es prácticamente imperceptible para los suelos bajo diferentes usos, no superando en ningún caso valores de $1.0 \mu\text{g mL}^{-1}$ de P, aunque cabe destacar que la concentración de P en equilibrio es mayor a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo.

En Portodemouros, los gráficos de distribución de frecuencias (Figura 7.4) muestran un comportamiento muy similar al observado en los suelos de Fervenza, aunque las concentraciones de P en equilibrio son más elevadas, lo que pone de manifiesto una menor capacidad de adsorción, posiblemente como consecuencia de la menor cantidad tanto de materia orgánica como de óxidos extraíbles de Fe y Al, que presentan los suelos de Portodemouros con respecto a los suelos de Fervenza, ya que ambas propiedades están íntimamente relacionadas con la retención del P.

Los suelos forestales y los dedicados a cultivo presentan para el 100 % de las muestras valores de P en equilibrio menores que $1.0 \mu\text{g mL}^{-1}$, mientras que en los prados en un 5 % de las muestras se observan valores de P en equilibrio comprendidos entre $1.0 \mu\text{g mL}^{-1}$ y $2.0 \mu\text{g mL}^{-1}$.

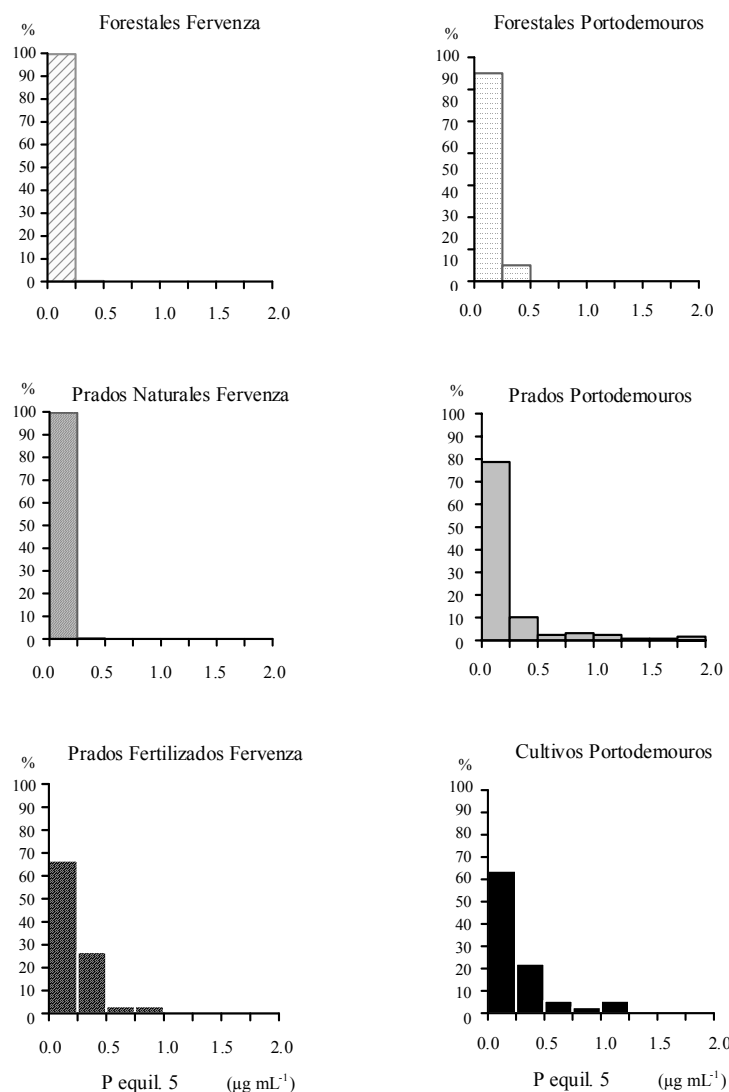


Figura 7.4.- Distribución de frecuencias de los valores de P en equilibrio tras la adición de una solución de $5 \mu\text{g mL}^{-1}$ de P, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Hay que destacar que en Portodemouros la retención de P en los suelos de cultivo es mayor que la observada para los prados, pues la distribución de frecuencias muestra valores de P inferiores a los observados para los prados.

Al estudiar la concentración de P en equilibrio tras la adición de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$, aparece una tendencia clara en las dos áreas evaluadas, pues se observa un aumento en la concentración de P en equilibrio a medida que aumenta la intensidad del manejo del suelo, posiblemente debido al incremento que se produce en el empleo de fertilizantes (ver abajo).

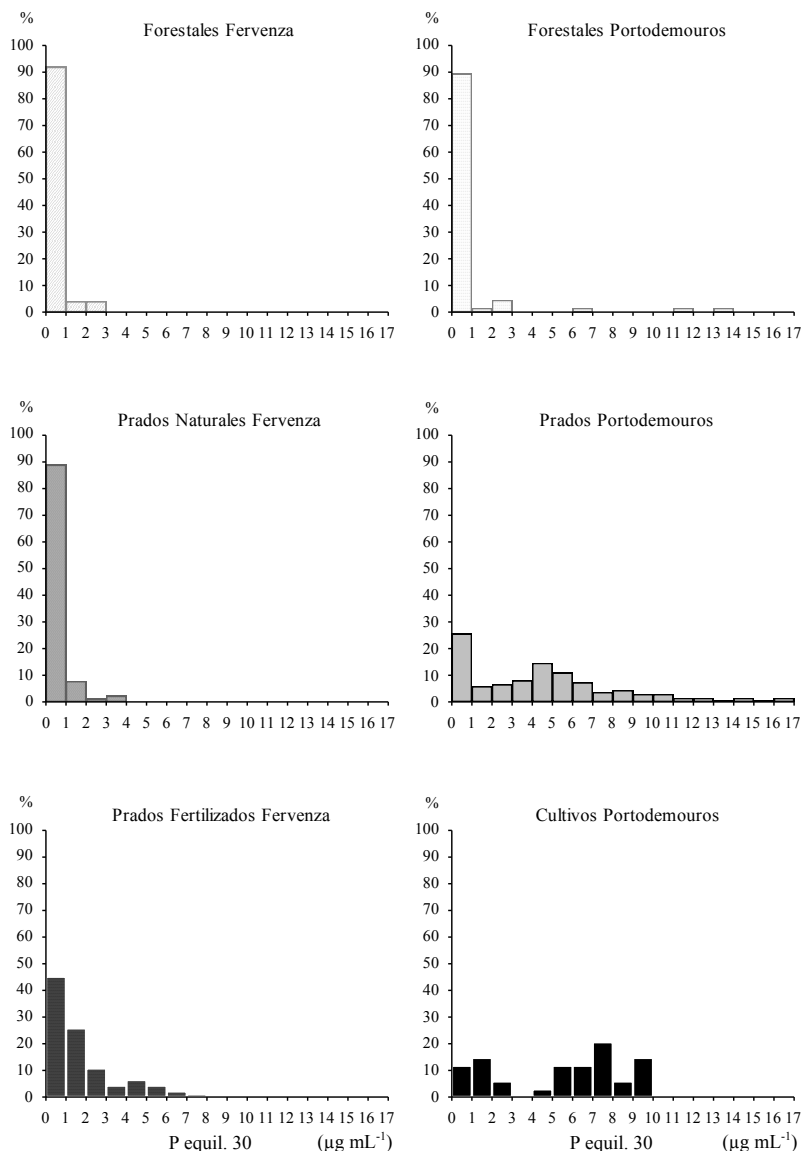


Figura 7.5.- Distribución de frecuencias de los valores de P en equilibrio tras la adición de una solución de $30 \mu\text{g mL}^{-1}$ de P , obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Se puede concluir que el manejo del suelo influye sobre la capacidad de adsorción de P , siendo ésta cada vez menor a medida que se incrementa la intensidad de manejo. La capacidad de sorción de fósforo también está influenciada por el contenido en Al y en Fe , así como por la capacidad amortiguadora del suelo al adicionar P (Tan, 1998). En los suelos con mayor intensidad de manejo, en los que el aporte de fertilizantes es más elevado, se produce un mayor recubrimiento de P del complejo adsorbente, siendo, por tanto menor el número de posiciones capaces de retener fósforo, lo que conlleva un incremento en el riesgo de pérdidas de P . Además,

en los suelos donde se desempeñan labores agrícolas el contenido en materia orgánica y en óxidos de Fe y Al es menor (Sánchez, 1976; Ogunkunle y Eghaghara, 1992; Ross, 1993; Njós, 1994; Singh y Singh, 1996), siendo estas propiedades las principales responsables de la retención de P del suelo.

Los datos obtenidos para los dos niveles de adición de P se ajustaron a la isoterma de Freundlich. Los resultados de estudios previos han demostrado que, en los suelos de Galicia, la relación descrita por la ecuación de Freundlich es lineal para un amplio rango de concentraciones (García-Rodeja y Gil-Sotres, 1997), permitiendo estimar los coeficientes de la ecuación con sólo algunas observaciones experimentales.

Las isotermas de adsorción de Freundlich y de Langmuir se aplican para describir la adsorción de un contaminante/nutriente sobre la superficie de las partículas del suelo. Estas isotermas son modelos empíricos que proporcionan un coeficiente de distribución-equilibrio que describe la relación que existe entre la cantidad de fosfato adsorbido y la cantidad de fosfato en la solución. La principal desventaja de los modelos empíricos es que pueden aplicarse únicamente bajo las condiciones en las que se realiza el experimento (Goldberg, 1998).

En suelos ácidos de Argentina, caracterizados por ser deficientes en P, se llevó a cabo un estudio comparativo de las isotermas de adsorción de Freundlich y Langmuir (Vázquez y Morales, 2000) y, en general, la ecuación de Freundlich produjo mejores ajustes de P adsorbido que la de Langmuir, especialmente a altas concentraciones de P en equilibrio, concordando con lo encontrado por otros autores (Giufre de López Camelo *et al.*, 1984; Polyzopoulos *et al.*, 1985; Ratkowsky *et al.*, 1986; Sanyal *et al.*, 1993). Esto se debería a que la ecuación de Freundlich tiene en cuenta la disminución de la afinidad a medida que aumenta la saturación en la superficie, por lo que hay un mejor ajuste a altas concentraciones.

Otros modelos que se emplean para el estudio de la adsorción del P son los modelos de complejación superficial, que se basan en la teoría de la difusión de la doble capa. Describen la reacción de las especies acuosas con los grupos funcionales del suelo en función de las características termodinámicas (Sparks, 2003), representando una mejora sobre los modelos empíricos de la adsorción; el coeficiente del equilibrio que proporcionan depende de las características del suelo y de la naturaleza de la especie acuosa implicada (Koretsky, 2000). Sin embargo, este método requiere la calibración de más de ocho parámetros para cada especie estudiada y, por lo tanto, es de difícil aplicación (McBride, 1997).

Un nuevo modelo es el empleado por Abou-Nohra *et al.* (2007) en el que describen la adsorción del ión fosfato por los grupos funcionales del suelo, basándose en el llamado modelo competitivo no-ideal de la adsorción introducido por Koopal *et al.* (1994); se trata de un modelo continuo de la adsorción diseñado para describir la adsorción del metal sobre la materia orgánica. Considera que los iones del metal forman complejos intra-esféricos con los grupos funcionales del

suelo. El inconveniente que presenta este modelo es que únicamente considera la adsorción del ión PO_4^{3-} .

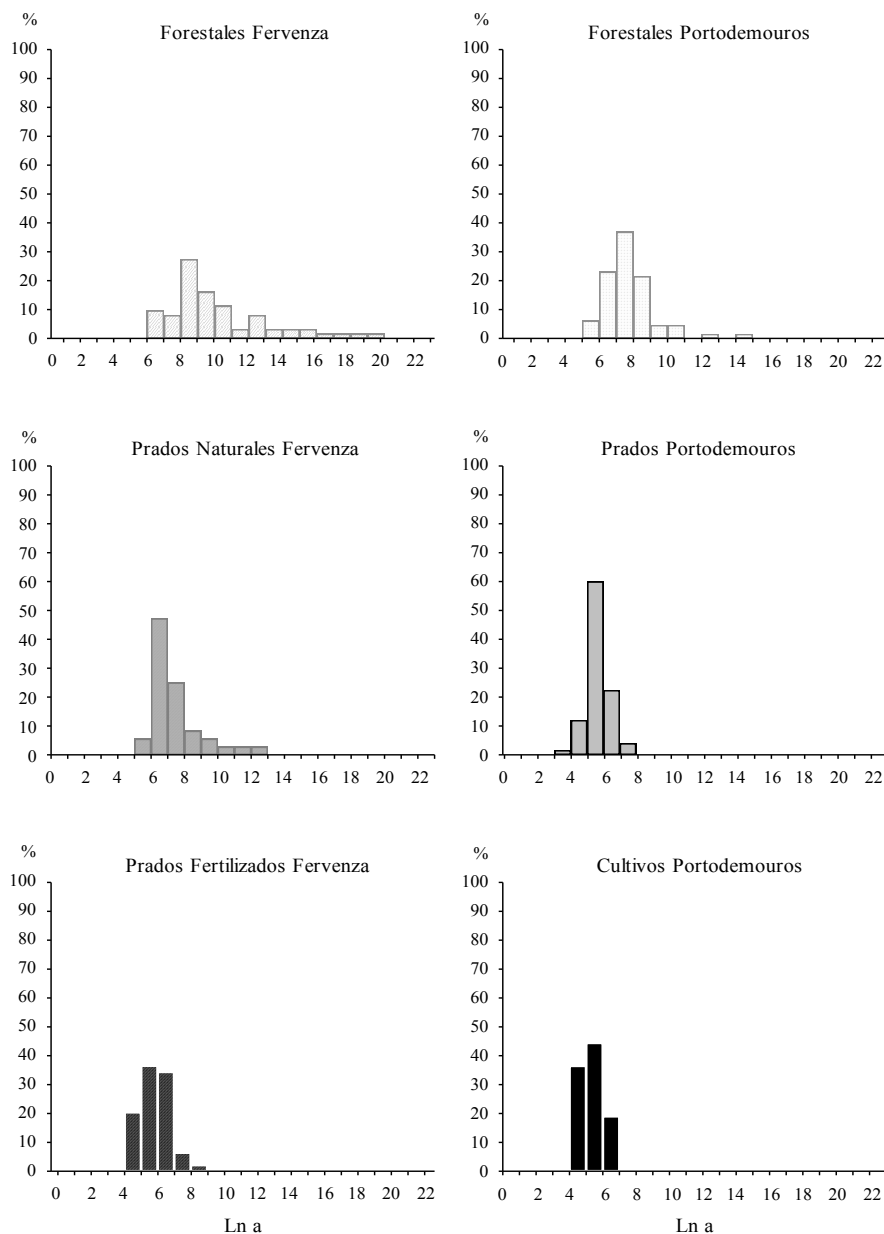


Figura 7.6.- Distribución de frecuencias de valores de la ordenada de la isoterma de Freundlich ($\ln a$), obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

En ambas zonas de estudio el uso del suelo modifica la capacidad de adsorción de P, como muestra la disminución en los valores de la ordenada de la isoterma de Freundlich, $\ln a$ (la

coordenada Y del ajuste lineal), parámetro relacionado con los sitios capaces de adsorber P (Hooda *et al.*, 1999), a medida que se intensifica el manejo (Figura 7.6).

El valor de $Ln a$ es más bajo en los suelos fertilizados que en los suelos forestales, como se refleja en los gráficos de distribución de frecuencias (Figura 7.6), en los que se pone de manifiesto cómo en las dos áreas estudiadas con la intensidad del manejo del suelo se desplazan los máximos de la curva hacia la izquierda, es decir, hacia valores más bajos. Así, en Fervenza un 47 % de las muestras de los suelos forestales presentan valores de $Ln a$ comprendidos entre 8 y 10 y un 35 % de las muestras presenta valores superiores a 10 alcanzando, incluso, $Ln a$ el valor de 22.

En los prados naturales se observa que en más del 60 % de las muestras el $Ln a$ no alcanza el valor de 8 y que en los prados fertilizados este porcentaje se incrementa hasta más del 80 % de las muestras. Además, el valor máximo del $Ln a$ en los prados naturales es prácticamente la mitad del observado en los suelos forestales (12 frente a 20), mientras que en los prados fertilizados este máximo no supera el valor de 9.

En Portodemouros la tendencia es similar: en los suelos forestales más del 50 % de las muestras presentan un valor de $Ln a$ comprendido entre 7 y 9, mientras que en los prados más del 70 % presenta los valores entre 5 y 7, es decir, por debajo de los de los suelos forestales y, en el caso de los suelos dedicados a cultivo, el 100 % de las muestras presenta valores de $Ln a$ que oscilan entre 4 y 7, lo que indica claramente cómo el manejo genera suelos con una capacidad menor de fijar P por adsorción, posiblemente como resultado de una mayor presencia de P causada por la adición de fertilizantes (tal como ponen de manifiesto los valores de P extraíble con bicarbonato) y de la disminución del número de los sitios capaces de fijar P, según lo reflejado por el descenso del Fe y del Al extraíbles.

7.2.1.3. Grado de saturación de P

Para completar el estudio del parámetro cantidad de P, y debido a la compleja dinámica del P en el suelo, se discutirá también el índice denominado *grado de saturación de fósforo* que relaciona la cantidad de P extraíble con la capacidad de adsorción de P. El riesgo de pérdidas de P del suelo se estima relacionando la cantidad de P asimilable con las características propias de cada suelo que determinan la capacidad de adsorción de P, como el contenido en óxidos extraíbles o la capacidad máxima de adsorción obtenida a partir de las isothermas estándares de la adsorción de P (Breeuwsma y Silva, 1992), por lo que el grado de saturación de P será un índice sencillo relacionado con dicha pérdida.

De hecho, el grado de saturación de P, que se determina por la fracción de las superficies del adsorbente ocupadas por el fosfato (Kuo *et al.*, 1988), se considera como el parámetro de cantidad (Koopmans *et al.*, 2002) del suelo más ligado a la pérdida de P (Beauchemin y Simard, 1999). De manera tal que si el grado de saturación es alto gran cantidad de P estará débilmente

ligado, produciéndose un rápido equilibrio con la solución del suelo y favoreciendo así una rápida desorción del P, que llevaría a una elevada concentración de P en el agua; si el grado de saturación es bajo, el P presente se retiene más fuertemente, siendo la desorción más difícil.

A continuación se expone de manera breve la evolución de los parámetros empleados para determinar el estado del P en el suelo, desde los tests agronómicos hasta los distintos índices de saturación de fósforo, así como las características propias de cada suelo que determinan la existencia de distintos índices y la validez de los mismos atendiendo al tipo de suelo.

Hace más de un siglo que Dyer (1894) indicó que la cantidad total de fósforo en los suelos tenía, en la práctica, un valor limitado como exponente de la productividad agrícola, mientras que el P fácilmente disponible, extraído por una solución química, podría predecir mejor si un suelo necesitaba fertilización de P. Desde aquel momento, se han empleado numerosos extractantes químicos para determinar el P del suelo disponible para las plantas (Morgan, 1941; Bray y Kurtz, 1945; Mehlich, 1953; Olsen *et al.*, 1954; Mehlich, 1984, entre otros muchos).

En las últimas décadas debido al riesgo de eutrofización que presentan muchos ríos, lagos y embalses, se ha hecho imprescindible restringir el transporte de P que se produce desde los suelos agrícolas a las aguas superficiales. Las pérdidas de P, tanto por escorrentía superficial como subsuperficial, pueden ocurrir cuando los suelos ricos en P se fertilizan con P inorgánico o con abono animal (Sharpley y Withers, 1994). Por tanto, tras la aplicación de P, es crucial poder predecir la distribución de P en la solución y en la fase sólida del suelo (Torrent y Delgado, 2001). Un número considerable de investigaciones han demostrado que el contenido de P extraíble influye en la cantidad de P presente en el agua de escorrentía y en el flujo subsuperficial (Sharpley *et al.*, 1977, 1978, 1985, 1996; Heckrath *et al.*, 1995; Pote *et al.*, 1996; Sims *et al.*, 1997), sobre todo si los valores del test de P del suelo exceden las cantidades necesarias para el crecimiento óptimo de los cultivos. Es necesario que los tests del suelo sean capaces de predecir, no solamente la probabilidad de la respuesta de la planta a las entradas de P, sino también la cuantificación exacta del riesgo ambiental generado por el P agrícola o, lo que es lo mismo, que sean capaces de estimar el potencial de pérdida de P a las aguas superficiales (Moore, 1998). Los requisitos básicos para un test ambiental del P del suelo son iguales que para los tests agrícolas de P: debe ser reproducible y extraer toda (o una cantidad proporcional) la fracción de P susceptible a la escorrentía, a la lixiviación o a la disolución de los sedimentos erosionados (Moore, 1998). La determinación debe ser bastante rápida y económica, pero la exactitud no puede ser sacrificada por la velocidad del análisis. Hay algunas diferencias, sin embargo, entre las pruebas agronómicas y ambientales de P del suelo. Se han desarrollado distintos métodos y se han probado para determinar si pueden predecir de manera exacta el P biodisponible en escorrentía y/o la pérdida de P por lixiviación y por escorrentía subsuperficial.

Algunos de los métodos más empleados son:

- (1) La determinación del grado de saturación de P en suelos (Breeuswma *et al.*, 1995).

(2) El uso de una tira de papel de filtro cubierta por óxido de hierro como "sumidero infinito" para medir el P desorbido del suelo (Chardon *et al.*, 1996), y

(3) La extracción con agua destilada para medir el P que se desorbe fácilmente del suelo (Pote *et al.*, 1996).

El grado de saturación de P se emplea como indicador del riesgo de pérdida de P (Buczko y Kuchenbuch, 2007) porque, comparado con el test del P del suelo, son mejores las correlaciones obtenidas entre este parámetro y las concentraciones de P en el agua de escorrentía o en el drenaje subsuperficial (Leinweber *et al.*, 1999; Hughes *et al.*, 2000; Kleinman y Sharpley, 2002). La capacidad de adsorción de P depende de la textura, del contenido en elementos finos, limo y arcilla (Fassbender, 1969; Fox y Kamprath, 1970; Sánchez y Uehara, 1980; de Blas *et al.*, 1989), del contenido en materia orgánica, así como del contenido en elementos amorfos (suma de Al y Fe).

Koopmans *et al.* (2003) proponen distintos índices de saturación según se trate de suelos no calcáreos o de suelos calcáreos. De esta manera, argumentan que en los suelos arenosos no calcáreos, los óxidos e hidróxidos amorfos de Fe y Al, y los complejos que éstos forman con la materia orgánica, son los principales responsables de la retención del P (Beek, 1979). La reacción total del P inorgánico con los óxidos/hidróxidos de Fe y Al es resultado de una reacción rápida de adsorción en la superficie (menos de un día) y de una difusión lenta a través de la fase sólida o microporos de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al, seguidos por una precipitación o adsorción en los agregados (van Riemsdijk y Lyklema, 1980a,b; Barrow, 1983; van Riemsdijk *et al.*, 1984a,b; Bolan *et al.*, 1985; Madrid y De Arambarri, 1985; Willett *et al.*, 1988).

La reacción que tiene lugar con rapidez se describe como una reacción de cambio de ligando en la superficie de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al (van Riemsdijk y Lyklema, 1980 a). Análogamente, la reacción de P con los complejos de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al y la materia orgánica se describe como una reacción de cambio de ligando entre los grupos OH⁻ y la superficie del complejo de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al (Appelt *et al.*, 1975).

En los suelos de turba no calcáreos, la adsorción de P está correlacionada alta y positivamente con el contenido en Fe y Al, mientras que la correlación con la materia orgánica es baja o negativa (Cuttle, 1983). En estos suelos, la reacción de adsorción domina la sorción total del P (Schoumans, 1999). No está claro dónde se produce la reacción lenta en los suelos de turba.

En suelos con un alto contenido en arcilla, los óxidos/hidróxidos de Fe y Al, pueden asociarse a la carga negativa de la superficie de los minerales de arcilla y el P se puede adsorber a los sitios de la superficie de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al. La adsorción se considera prácticamente reversible (Schoumans, 1995, 1999) por lo que, debido a una reacción de desorción del fósforo fijado por adsorción, el P puede llegar a estar disponible de nuevo en el suelo a corto plazo (menos de un día).

No se conoce el mecanismo completo de la reacción lenta del P; se describe como un proceso de difusión lenta a través de la fase sólida a la zona donde tiene lugar una reacción de precipitación rápida: la conversión de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al a precipitados de Al-P y Fe-P, contrayendo el núcleo de las partes no reaccionantes (van Riemsdijk y de Haan, 1981; van Riemsdijk *et al.*, 1984 a,b). Por el contrario, en las investigaciones de Madrid y De Arambarri (1985) y de Willett *et al.* (1988), la reacción fue descrita como una difusión lenta a través de los microporos de los agregados sintéticos de los óxidos/hidróxidos de Fe seguidos por una rápida adsorción en los agregados. Hay que indicar que de Blas *et al.* (1989a) coinciden con esta última hipótesis al estudiar las reacciones lentas del fósforo en los suelos de Galicia. No obstante, no es importante el mecanismo exacto de la reacción, pues todos los estudios coinciden en considerar el proceso de difusión como el paso más lento (Schoumans, 1997).

El P se puede liberar por la desorción del P adsorbido, en disolución o precipitado en los agregados, seguido de una difusión hacia la solución del suelo. Si la difusión es lenta, el P absorbido volvería a estar disponible de nuevo sólo a largo plazo, por lo que la reacción se considera “irreversible” bajo condiciones agrícolas normales (Schoumans, 1995). El término de fijación de P suele emplearse para indicar la absorción de P, tratándose de una reacción irreversible.

Además de la adsorción y la desorción, en suelos arenosos no calcáreos también puede tener lugar la precipitación de P. A pH bajos (menores de 4), los óxidos/hidróxidos de Fe y Al pueden disolverse, incrementándose las concentraciones de Fe y Al, lo que, con elevadas concentraciones de P, pueden dar lugar a la precipitación de fosfatos [estregita, $\text{Fe}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ y variscita, $\text{Al}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$].

Tras la aplicación de estiércol, a pH por encima de 5.5, puede producirse la precipitación de fosfatos de calcio en suelos saturados de P capaces de retener P adicional mediante sorción. De Haan y van Riemsdijk (1986) encontraron indicios de la existencia de fosfato dicálcico (DCP, brushita $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) en suelos arenosos no calcáreos, que recibían adiciones elevadas de purín de porcino. Dependiendo de la solubilidad del mineral de P, el P puede estar disponible en el suelo como consecuencia de la disolución.

En suelos calcáreos el principal componente reactivo es el carbonato cálcico (Koopmans *et al.*, 2003). A bajas concentraciones de P en la solución del suelo (hasta 10 mg L^{-1} de P), la reacción de P con la calcita (CaCO_3) se puede considerar como una reacción rápida de adsorción (Cole *et al.*, 1953; Griffin y Jurinak, 1973, 1974; Schoumans y Lepelaar, 1995). Sin embargo, no se conoce el mecanismo de reacción completo. Kuo y Lotse (1972) concluyeron que se trataba de una reacción de cambio de ligando entre los aniones fosfato y el anión carbonato (CO_3^{2-}) y los grupos OH^- de la superficie de CaCO_3 . Por otro lado, dado que en un intervalo de tiempo mayor de un día no se producía ningún incremento en la adsorción de P, lo que indica que no hay una formación lenta de compuestos de Ca-P a bajas concentraciones de P, Schoumans y Lepelaar

(1995) consideraron que la reacción de adsorción era reversible. Por el contrario, a elevadas concentraciones de P (hasta 100 mg L⁻¹ de P), el proceso que tiene lugar es la precipitación de P (Cole *et al.*, 1953; Griffin y Jurinak, 1973, 1974).

La reacción se describe como un proceso de nucleación lento mediante el que se produce la precipitación de P con Ca en núcleos de P adsorbido en la superficie de CaCO₃, dando lugar a un “crecimiento en tres dimensiones” de un mineral de Ca-P de 5-8 μm (Schoumans y Lepelaar, 1995). Como los precipitados de Ca-P cubren la superficie de la calcita, el precipitado de Ca-P se denomina “precipitado superficial”. En un principio, se puede formar DCP (fosfato dicálcico), que en un periodo de tres meses se transforma lentamente en fosfato octocálcico (OCP, carboapatito). Si la concentración de P es mayor de 100 mg L⁻¹, tendrá lugar un proceso rápido: los núcleos se agrupan en los grandes minerales (sobre 500 μm) de Ca-P (Freeman y Rowell, 1981; Schoumans y Lepelaar, 1995).

El pH y la concentración de Ca en la solución afectan considerablemente a la reacción de precipitación (Lindsay, 1979). Dependiendo de la solubilidad de los minerales de Ca-P, el P puede disolverse en la solución del suelo.

Koopmans *et al.* (2003) exponen distintos índices del grado de saturación según el tipo de suelo. Así, para suelos arenosos no calcáreos, definen la cantidad total de P inorgánico sorbido (F) como la suma de la cantidad de P adsorbido reversiblemente (Q) y el P sorbido lentamente (S), de forma tal que: $F = Q + S$ (van der Zee *et al.*, 1988; Schoumans y Groenendijk, 2000).

El término de P absorbido se emplea aquí como P sorbido lentamente. El método empleado para determinar F así como para determinar la suma de los óxidos/hidróxidos amorfos de Fe y Al (que determina la capacidad de sorción total de P inorgánico en los suelos arenosos no calcáreos) es la extracción con solución ácida de oxalato amónico.

En suelos arenosos no calcáreos, la máxima cantidad de P adsorbido reversiblemente (Q_{\max} ; mmol kg⁻¹ de P) y el P absorbido (S_{\max} ; mmol kg⁻¹ de P) dependientes de $[Al+Fe]_{ox}$ (van der Zee *et al.*, 1988; Schoumans y Groenendijk, 2000) se obtendrán a través de las expresiones:

$$Q_{\max} = 1/6 (Al+Fe)_{ox}$$

$$S_{\max} = 1/3 (Al+Fe)_{ox}$$

Consecuentemente, la cantidad máxima de P inorgánico sorbido (F_{\max} ; mmol kg⁻¹ de P), o la capacidad de sorción máxima en los suelos arenosos no calcáreos se calculará como:

$$F_{\max} = Q_{\max} + S_{\max}$$

$$F_{\max} = 1/6 (Al+Fe)_{ox} + 1/3 (Al+Fe)_{ox} = \alpha (Al+Fe)_{ox}$$

El factor de saturación α (= 0.5) determina la afinidad de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al por la sorción del P.

En suelos arenosos no calcáreos, van der Zee *et al.* (1990) obtuvieron que el rango de valores de α oscilaba entre 0.4 y 0.6, siendo el valor medio de 0.5, lo que implica que 1 mmol de $(Al+Fe)_{ox}$ sorbe una cantidad máxima de 0.5 mmol de P.

Torrent *et al.* (2007) discrepan del método empleado para determinar el grado de saturación de P, pues consideran que las afirmaciones expuestas son razonablemente exactas para los suelos ácidos y con textura gruesa-media, pero que no pueden explicar el comportamiento de los suelos que son calcáreos y/o contienen cantidades substanciales de apatito ($[\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2]\text{CaX}_2$; siendo $\text{X} = \text{F}^-, \text{Cl}^-, \text{OH}^- \text{ o } \text{CO}_3^{2-}$) o el de aquellos suelos, como muchos suelos mediterráneos, en los que la sorción de P está determinada por los óxidos de Fe, los carbonatos y las arcillas cristalinas. En la práctica se puede utilizar la relación con el valor de un test de P del suelo que esté razonablemente relacionado con la cantidad de P sorbible. Así, la capacidad de sorción de P (PSC) del suelo [estimada por la medida directa de la curva de adsorción de P (Borling *et al.*, 2004) o de las funciones apropiadas de pedotransferencia (Peña y Torrent, 1990; Borggaard *et al.*, 2004)] se emplea como un índice para estimar el grado de saturación de P.

Se han utilizado varios tests de P del suelo para este propósito. Así, Borling *et al.* (2004) emplean el P Olsen (Olsen *et al.*, 1954 – el test de P más utilizado en los países mediterráneos), junto con el valor de la capacidad de sorción de P del suelo obtenido de la curva de sorción, con el fin de establecer un índice para el grado de saturación de P. Torrent *et al.* (2007) definen el grado de saturación de fósforo como el cociente de P sorbido entre la capacidad de sorción de P del suelo, que proporciona una medida de la capacidad de la fase sólida del suelo para fijar por adsorción/desorción P desde/en la solución del suelo en contacto con ella.

Nair *et al.* (2004) estudian el empleo de los extractantes Mehlich-1 y Mehlich-3 para el cálculo del grado de saturación de P, basándose en que en Florida no se emplea habitualmente el método de extracción con oxalato (Nair y Graetz, 2002), al igual que en otras zonas de EE UU (Sims *et al.*, 2002). En sus investigaciones comparan el grado de saturación de P (DPS) en suelos arenosos de Florida obtenido por medio de 3 extractantes distintos (oxalato amónico, Mehlich-1 y Mehlich-3) y concluyen que existe una fuerte correlación entre todos los índices de saturación (DPS_{ox} con DPS_{M1} , DPS_{ox} con DPS_{M3} , DPS_{M1} con DPS_{M3}), poniendo de manifiesto que los tres métodos son igualmente apropiados para el cálculo de DPS.

$$\text{DPS}_{\text{ox}} = [(\text{Ox-P} / \alpha (\text{Ox-Fe} + \text{Ox-Al})) \times 100]$$

$$\text{DPS}_{\text{M1}} = [(\text{M1-P} / \alpha (\text{M1-Fe} + \text{M1-Al})) \times 100]$$

$$\text{DPS}_{\text{M3}} = [(\text{M3-P} / \alpha (\text{M3-Fe} + \text{M3-Al})) \times 100]$$

donde, α es un factor empírico cuyo valor suele ser de 0.50 (Breeuwsma y Silva, 1992; Beauchemin y Simard, 1999; Schoumans, 2000; Sims *et al.*, 2002; Koopmans *et al.*, 2003). El valor que toma α en los suelos arenosos de Florida es de 0.55 (Nair y Graetz, 2002).

Con el objetivo de seleccionar un extractante químico que estime adecuadamente la disponibilidad de P en suelos fertilizados con fuentes de P no tradicionales (rocas fosfóricas naturales, parcialmente aciduladas o combinadas con fuentes de P soluble), Pérez (1995) compara diversos extractantes y determina que el método Mehlich 1 sobreestima el P disponible,

posiblemente por la solubilización del apatito residual, obteniendo mejores resultados los extractantes Olsen o Bray 1.

Tabla 7.4.- Revisión de algunos índices del grado de saturación (Beauchemin y Simard, 1999).

Referencias	pH, textura y localización suelo	Índice calculado
Sims <i>et al.</i> (1998)	Ácido, areno-limoso a limo-arenoso. Delaware, EE UU	$P_{ox} / (Al_{ox} + Fe_{ox})$
Breeuwsma y Reijerink (1992)	Suelos, arenosos no calcáreos. Holanda	Cálculos basados en P_{ox} , constantes de adsorción basadas en datos de laboratorio
Breeuwsma y Silva, citado por Sims y Wolf (1994); Van der Zee <i>et al.</i> (1988)	Ácido, suelos arenosos. Holanda	$P_{ox} / (Al_{ox} + Fe_{ox})$
Yuan y Lavkulich (1995)	Ácido, limosos. British Columbia, Canadá	$Pi_{ox} / (Al_{ox} + Fe_{ox})$
Sharpley (1996)	Ácido a neutro, arenosos a arcillo-limosos. Texas y Oklahoma (EE UU)	Tiras-P/ X_m
Kuo <i>et al.</i> (1988)	Ácido, < 34 % arcilla. Washington State, EE UU)	P extraído/ X_m
De Smet <i>et al.</i> (1996 a, b)	Ácido a ligeramente alcalino, limo-arenosos. Bélgica	$P_{ox} / 0.5(Al_{ox} + Fe_{ox})$
Lookman <i>et al.</i> (1995a; 1996)	Ácido, arena a limo-arenoso. Bélgica	$P_{ox} / 0.5(Al_{ox} + Fe_{ox})$
Leinweber <i>et al.</i> (1997)	pH no especificado. Principalmente suelos con contenido en arcilla entre el 6 y el 19 %. Alemania	$P_{ox} / 0.5(Al_{ox} + Fe_{ox})$
Pote <i>et al.</i> (1996)	Ácido, limosos. Arkansas, EEUU	$P_{ox} / (Al_{ox} + Fe_{ox})$
Sharpley (1995)	Principalmente ácido, limosos-arenosos a limosos (alguna arcilla alcalina). Oklahoma, EE UU	$M3P / X_m$
Giroux <i>et al.</i> (1996); Giroux y Tran (1996)	Principalmente ácido, con alguno ligeramente alcalino, arenosos a arcillosos. Québec, Canadá	$M3P / X_m$ $M3P / AIM3$
Beauchemin <i>et al.</i> (1996)	Ácido, limosos. Québec, Canadá	$Pi_{ox} / (Al_{ox} + Fe_{ox})$
Beauchemin (1996)	Neutro a alcalino, arenosos a arcillosos. Québec, Canadá	$P_{ox} / (Al_{ox} + Fe_{ox})$
Provin (1996)	Ácido a ligeramente alcalino, < 48 % arcilla en horizonte Ap. Indiana (EE UU)	$P_{ox} / (Al_{ox} + Fe_{ox})$

X_m : Máxima sorción de P derivada de la isoterma de Langmuir ($mg\ kg^{-1}$)

P_{ox} , Al_{ox} , Fe_{ox} : P total, Fe y Al, extraídos con la solución de oxalato amónico ($mmol\ kg^{-1}$)

Pi_{ox} : P reactivo molibdato en los extractos no digeridos por el oxalato amónico ($mmol\ kg^{-1}$)

M3P y AIM3: P y Al extraído con Mehlich 3 ($mg\ kg^{-1}$)

Tiras-P: P extraído con tiras impregnadas de óxido de Fe ($mg\ kg^{-1}$)

Diversos autores (Uusitalo y Tuhkanen, 2000; Börling *et al.*, 2004) concluyen que en suelos jóvenes el oxalato amónico puede disolver el apatito, llevando a una sobreestimación del P sorbido, por lo que el cálculo del grado de saturación basado en este método puede ser inapropiado para suelos con estas características.

De Blas *et al.* (1989 b) comparan la eficacia de diversos agentes extractantes para reflejar las reacciones lentas de P en el suelo y concluyen que en Galicia el reactivo Olsen es el más apropiado para todo tipo de suelos, independientemente de la capacidad de retención de P, coincidiendo con lo expuesto por diversos investigadores para suelos de otros países (Morel y Fardeau, 1987; Fardeau *et al.*, 1988).

En suelos calcáreos, el carbonato cálcico (CaCO_3) puede interferir en la mezcla ácida de oxalato amónico y ácido oxálico, disminuyendo la efectividad del extractante; así, en ese tipo de suelos se emplean métodos alternativos (Koopmans *et al.*, 2003). El empleo de ácidos concentrados puede disolver los minerales de Ca-P ligeramente solubles. Para los suelos calcáreos, Turtola y Yli-Halla (1999) proponen el empleo de fluoruro de amonio (NH_4F) y de hidróxido sódico (NaOH) como extractante del P sorbido y de los óxidos/hidróxidos de Fe y Al, respectivamente, y el método del oxalato de amonio (Schwertmann, 1964) para extraer Al y Fe.

En resumen, el P sorbido se suele determinar mediante la extracción con la solución ácida de oxalato amónico (van der Zee y van Riemsdijk, 1988), mediante resinas de intercambio de aniones (Sibbesen, 1978), con tiras impregnadas de hierro (van der Zee *et al.*, 1987) o con diversos métodos derivados de tests de P en el suelo (Kuo *et al.*, 1988; Sharpley, 1995; Kleinman *et al.*, 2000). La capacidad de sorción de P se puede determinar basándose en las isotermas de sorción de P y en los cálculos de las ecuaciones de Langmuir o de Freundlich (Börling *et al.*, 2004).

En la Tabla 7.4 se recogen distintos índices utilizados para calcular el grado de saturación, ordenados según el país y el tipo de suelo donde se determine.

Para los suelos de Fervenza y Portodemouros, el grado de saturación de P en el suelo se determinó usando los índices PSD-1, PSD-2, PSD-3 y PSD-4, tal como se indicó en la sección de Resultados.

El PSD-1 establece la relación entre el P total asimilable, que se corresponde con el P total extraído con bicarbonato, y el tamaño del complejo absorbente, que se determina con la suma de Fe y Al extraíbles.

En los gráficos de distribución de frecuencias (Figura 7.7) se pone de manifiesto que, en ambas áreas, a medida que aumenta la fertilización se produce un aumento en el PSD-1, es decir, se incrementa la saturación de P en el suelo de forma proporcional a la intensidad de manejo del mismo. Por una parte, la existencia de prácticas agrícolas implica que haya una disminución en la cantidad de óxidos de Fe y Al extraíbles y consecuentemente una disminución del tamaño del complejo absorbente y, por otra parte, el aumento en la intensidad de manejo del suelo lleva consigo un incremento en el aporte de fertilizantes, que se refleja en una mayor cantidad de P total asimilable.

El PSD-1 en los suelos forestales, tanto de Fervenza como de Portodemouros, no supera el valor de 10 cg mol^{-1} , mientras que en los prados naturales de Fervenza y en los prados de Portodemouros se alcanzan valores de 40 y 55 cg mol^{-1} , respectivamente.

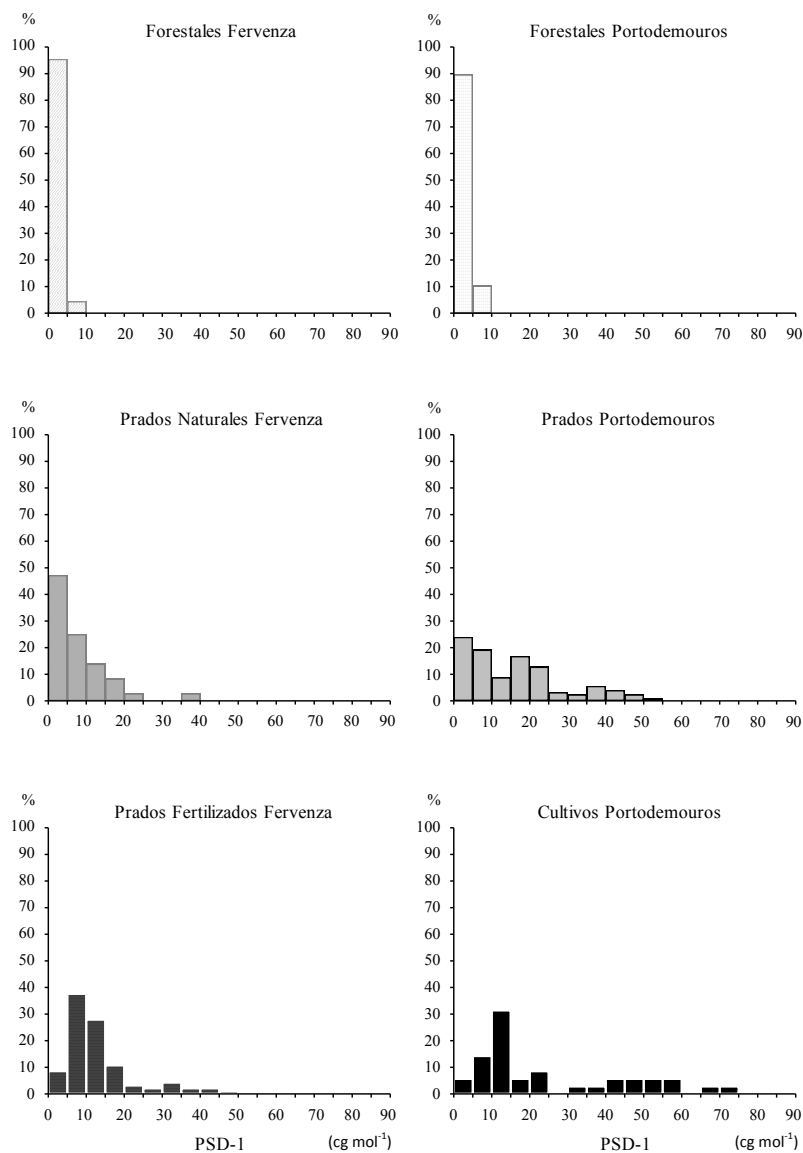


Figura 7.7.- Distribución de frecuencias de los valores del índice del grado de saturación PSD-1, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

El índice PSD-2 expresa la relación que existe entre la cantidad de P inorgánico asimilable (extraído con bicarbonato) y el tamaño del complejo absorbente (suma de Fe y Al extraíbles).

Como se pone de manifiesto en las figuras de distribución de frecuencias de los valores del índice PSD-2 obtenido para los suelos bajo diferentes usos de Fervenza y Portodemouros (Figura 7.8), en este caso también se produce un desplazamiento del máximo hacia la derecha a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo, al igual que sucedía con el índice anterior (PSD-1).

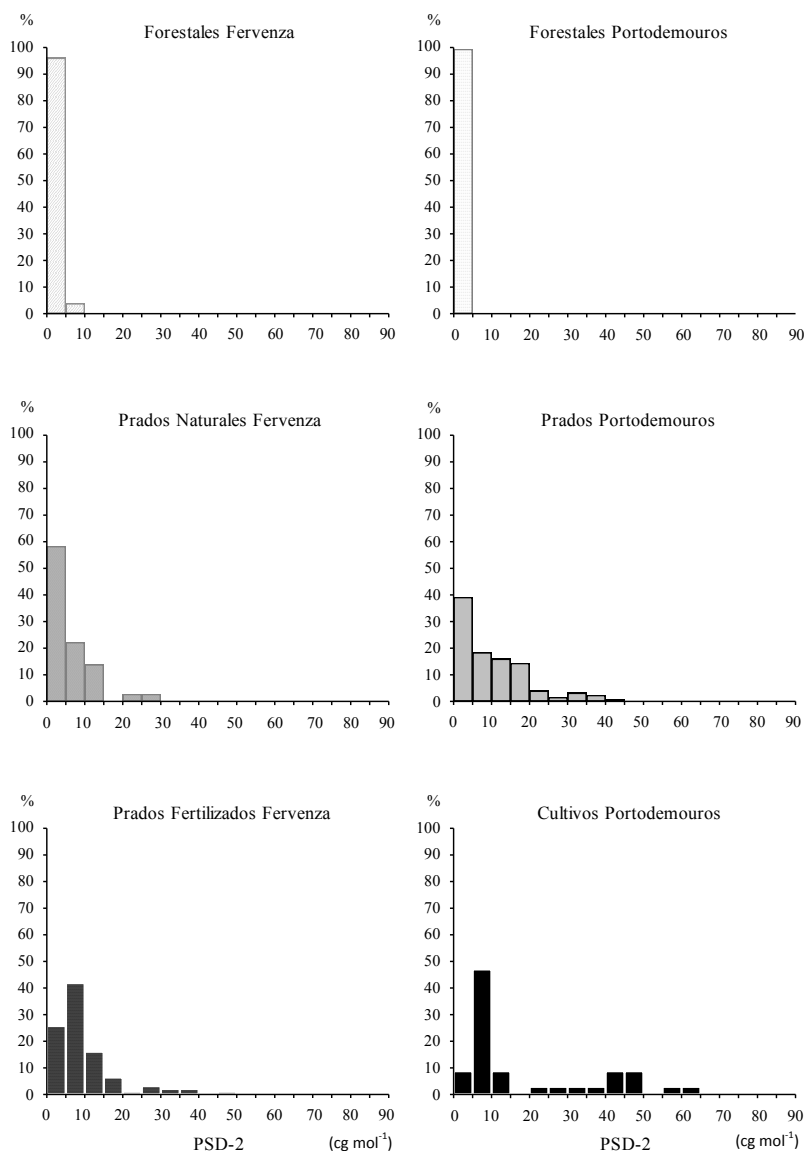


Figura 7.8.- Distribución de frecuencias de los valores del índice del grado de saturación PSD-2, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Más del 90 % de las muestras de los suelos forestales, tanto de Fervenza como de Portodemouros, presentan valores de PSD-2 por debajo de 5 cg mol^{-1} (Figura 7.8), lo que indica un grado de saturación bajo y es debido a que en estos suelos la cantidad de P inorgánico

asimilable es baja, puesto que no reciben aporte de fertilizantes y que el complejo absorbente es grande, dado que la ausencia de prácticas agrícolas ha permitido que el nivel de óxidos de Fe y Al extraíbles sea alto (Sánchez, 1976; Ross, 1993).

La distribución de frecuencias de los valores de PSD-2 obtenidos para los prados naturales de Fervenza y los prados de Portodemouros difiere de la observada para los suelos forestales. En ambas áreas el máximo porcentaje de muestras de la distribución lo presenta el intervalo entre 0 y 5 cg mol^{-1} , siendo el porcentaje de muestras en Fervenza dentro de ese intervalo del 58 % frente al 40 % de los suelos de prado de Portodemouros (Figura 7.8).

En los prados de Portodemouros se alcanzan valores de PSD-2 de 45 cg mol^{-1} , mientras que en los prados naturales de Fervenza no se supera el valor de 30 cg mol^{-1} (Figura 7.8).

El índice PSD-3 relaciona la cantidad de P total asimilable con la capacidad máxima de adsorción del suelo estimada a partir del valor de la ordenada de la isoterma de Freundlich ($\ln a$). El 100 % de las muestras de los suelos forestales de Fervenza y Portodemouros presentan valores de PSD-3 menores de 200 dg kg^{-1} (Figura 7.9), que es un índice muy bajo si se compara con el valor de 2400 dg kg^{-1} que alcanzan los prados fertilizados. La distribución de frecuencias de los valores de PSD-3 se va desplazando hacia la derecha a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo.

Los prados naturales de Fervenza y los prados de Portodemouros alcanzan valores de PSD-3 de hasta 1600 dg kg^{-1} , presentando el máximo porcentaje de muestras de la distribución, con un porcentaje del 50 %, el intervalo de valores que oscila entre 0 y 200 dg kg^{-1} en el caso de los prados naturales de Fervenza, mientras que en los prados de Portodemouros el 33 % de las muestras tienen valores comprendidos entre 200 y 400 dg kg^{-1} , lo que indica que en los prados de Portodemouros el grado de saturación es más elevado que en los prados naturales de Fervenza (Figura 7.9).

La distribución de frecuencias de valores de PSD-3 de los prados fertilizados de Fervenza destaca por el escaso porcentaje de muestras, apenas el 3 %, que presentan valores de PSD-3 comprendidos entre 0 y 200 dg kg^{-1} , siendo elevado (60 %) el porcentaje de muestras cuyos valores de PSD-3 oscilan entre 200 y 600 dg kg^{-1} (el máximo porcentaje de muestras de la distribución se observa entre 400 y 600 dg kg^{-1} , con un porcentaje del 33 %). A medida que aumentan los valores de PSD-3, que alcanzan incluso el valor de 2400 dg kg^{-1} para PSD-3, el porcentaje de muestras que presentan esos valores se va haciendo paulatinamente menor (Figura 7.9).

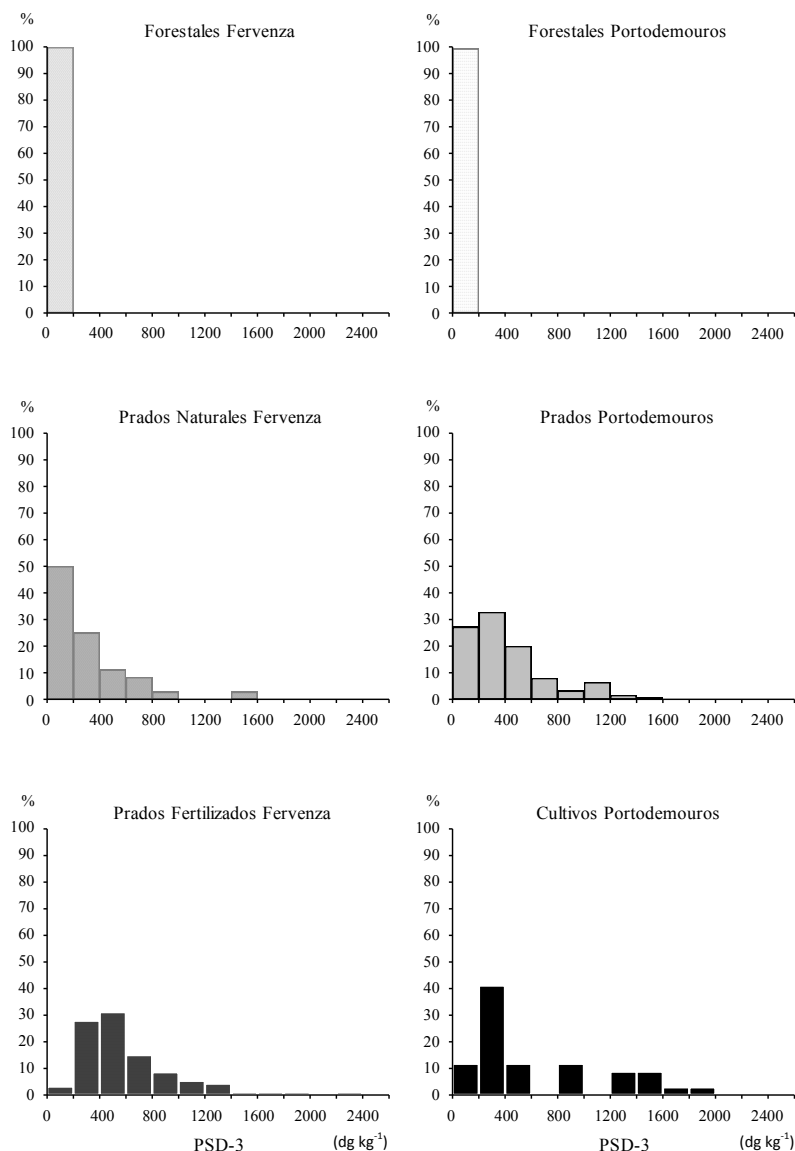


Figura 7.9.- Distribución de frecuencias de los valores del índice del grado de saturación PSD-3, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

En las dos áreas estudiadas, y similarmente a los otros índices del grado de saturación de P, el índice PSD-3 aumenta a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo (Figura 7.9), puesto que cada vez el aporte de fertilizantes (tanto orgánicos como inorgánicos) es más elevado, lo que implica mayores cantidades de P y que el complejo absorbente presente un mayor recubrimiento. Además, al haber más P, los suelos con mayor intensidad de manejo presentan un porcentaje más elevado en la ocupación de los sitios capaces de retener P. El incremento del

índice de saturación conlleva un riesgo para la calidad de las aguas próximas, puesto que indica un mayor riesgo de pérdidas de P del suelo.

El índice PSD-4 se calcula como el cociente entre el P inorgánico disponible para las plantas (extraído con bicarbonato) y la capacidad de adsorción máxima del suelo, estimada a partir de la ordenada en el origen del ajuste lineal de la isoterma de Freundlich, $\ln a$, parámetro relacionado con los sitios capaces de adsorber P (Hooda *et al.*, 1999).

De forma análoga a lo observado para el índice PSD-3, los suelos forestales de las dos áreas estudiadas presentan los índices más bajos, viéndose incrementados estos valores con el aumento del manejo del suelo (Figura 7.10).

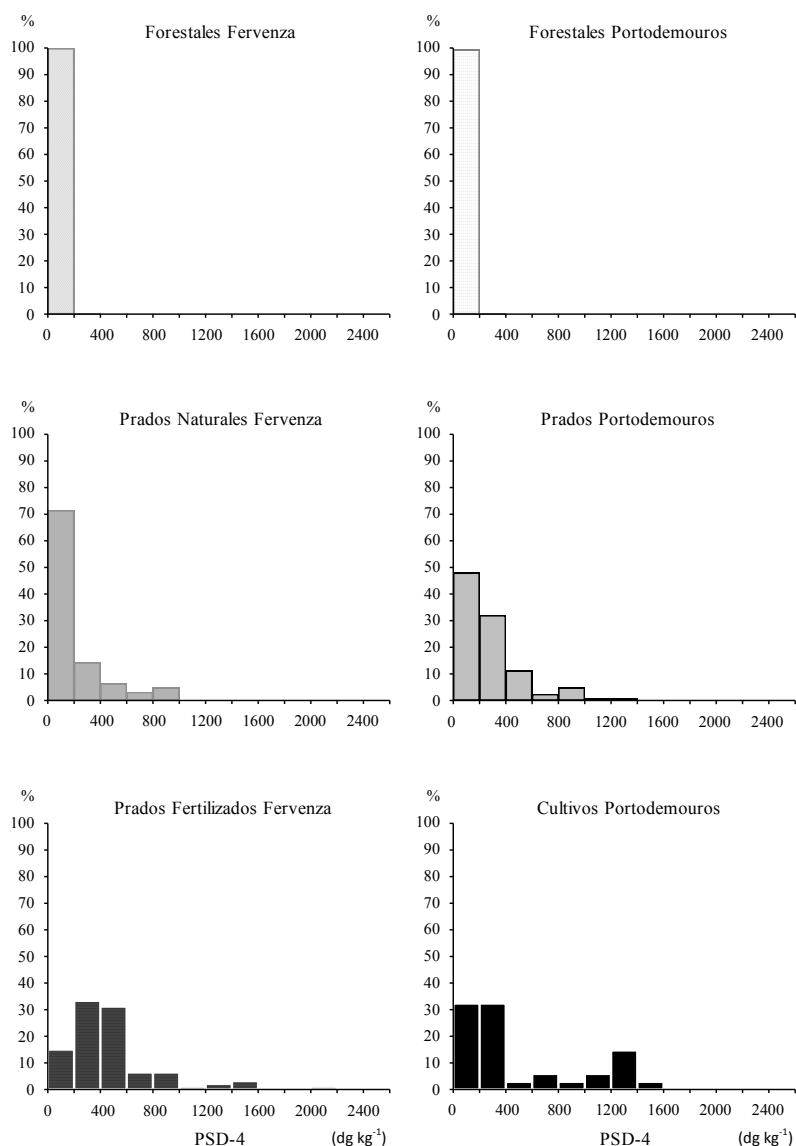


Figura 7.10.- Distribución de frecuencias de los valores del índice del grado de saturación PSD-4, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Los suelos forestales de Fervenza y Portodemouros presentan valores por debajo de 200 dg kg⁻¹ para la totalidad de las muestras estudiadas, como se refleja en el gráfico de distribución de frecuencias (Figura 7.10). Haciendo un estudio pormenorizado (datos no mostrados) se observa que los suelos forestales de Fervenza presentan un mayor porcentaje de muestras con valores de PSD-4 más próximos a 200 dg kg⁻¹ que los suelos forestales de Portodemouros. Esto refleja que en condiciones naturales, sin que exista ningún tipo de manejo, la saturación del complejo absorbente es mayor en los suelos de Fervenza que en los de Portodemouros. Sin embargo, al comparar los prados naturales de Fervenza y los prados de Portodemouros se observa que el grado de saturación es mayor en los prados de Portodemouros, pues algo más del 70 % de las muestras de los prados naturales presentan valores de PSD-4 que oscilan solo entre 0 y 200 dg kg⁻¹, mientras que en los prados de Portodemouros prácticamente el 50 % de las muestras presentan valores comprendidos entre 0 y 200 dg kg⁻¹ y un 30 % los presentan entre 200 y 400 dg kg⁻¹ (Figura 7.10).

Como cabía esperar por el incremento en la intensidad de manejo del suelo, el índice PSD-4 de los prados fertilizados de Fervenza y de los suelos de cultivo de Portodemouros alcanza valores más elevados (2200 y 1600 dg kg⁻¹, respectivamente). En los prados fertilizados algo más del 60 % de las muestras presentan valores comprendidos entre 200 y 600 dg kg⁻¹, y también un 60 % de las muestras de los suelos dedicados a cultivo tienen valores entre 0 y 400 dg kg⁻¹, poniendo de manifiesto que, en general, en los prados fertilizados de Fervenza hay un mayor riesgo de pérdidas de P.

En la Tabla 7.5, se recogen las propiedades del suelo con las que se estima el parámetro cantidad (P en la fracción sólida, considerado una reserva para la nutrición de la planta). En las dos áreas estudiadas, el parámetro cantidad está altamente condicionado por la intensidad de manejo del suelo.

Tabla 7.5.- Valores medios y desviaciones de los valores de las propiedades que conforman el parámetro cantidad, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza y Portodemouros. Para cada área de estudio y cada propiedad, letras diferentes indican diferencias significativas para un nivel de confianza del 99.5%.

	Fervenza			Portodemouros		
	S. forestales	Prados naturales	Prados fertilizados	S. forestales	Prados	Cultivos
P INORG BIC	2.93±2.23a	15.30±15.59b	29.33±17.95c	1.79±0.94a	14.42±11.26b	26.05±21.60c
P ORG BIC	3.06±2.34a	5.64±5.65b	7.70±8.33b	3.36±2.37a	7.87±7.76b	7.69±6.41b
P TOTAL BIC	6.00±3.06a	20.94±18.22b	37.03±20.01c	5.17±2.56a	22.29±14.42b	34.74 ±24.33c
ORDENADA (Ln A)	9.92±3.01a	7.44±1.33b	6.26±0.88c	7.62 ±1.67a	5.67±0.78b	5.43±0.68b
PSD-1	1.92±1.41a	7.88±7.09b	13.14±9.63c	2.33±1.63a	15.98±12.72b	25.96±20.33c
PSD-2	0.95±1.08a	5.94±6.16b	10.21±8.44b	0.79±0.51a	10.40±9.72b	19.84±17.93c
PSD-3	64.6±35.8a	303.63±284.7b	619.2±388.7c	69.0±35.4a	418.0±304.7b	663.7±521.4c
PSD-4	31.5±25.5a	226.87±248.1b	483.8±350.3c	24.1±13.2a	274.6±245.5b	511.8±465.8c

Todas las propiedades experimentan un incremento proporcional a la intensidad del manejo agrícola, excepto en el caso del $Ln a$ para el que la relación es inversa, pues es un indicativo de la capacidad máxima del suelo para adsorber P, por lo que a mayor intensidad de manejo del suelo menor capacidad de adsorción, debido a la menor cantidad de materia orgánica, de óxidos extraíbles y a la ocupación de los sitios de adsorción por el P procedente de los fertilizantes (Tabla 7.5).

Los suelos forestales de Fervenza y Portodemouros presentan diferencias significativas con los suelos de otros usos en todas las propiedades relacionadas con el parámetro cantidad, reflejando una clara diferencia entre los suelos que permanecen prácticamente inalterados (situación próxima al equilibrio que deberían disfrutar los suelos forestales) y los suelos en los que se produce un enriquecimiento de las distintas formas de P como consecuencia del empleo de fertilizantes y de las prácticas agrícolas (Tabla 7.5).

En las dos áreas estudiadas los niveles de P asimilable aumentan con el uso agrícola del suelo, destacando el incremento que se produce en las cantidades de P inorgánico (Tabla 7.5), posiblemente como consecuencia de la adición de fertilizantes.

Es también destacable el aumento que se produce en los diferentes índices del grado de saturación a medida que se incrementa el manejo del suelo (Tabla 7.5). Está demostrado que los índices de saturación de P son valiosos indicadores ambientales que surgen ante la necesidad de desarrollar tests del suelo, rápidos y estandarizados, para intentar disminuir los efectos ambientales del exceso de P (Beauchemin y Simard, 1999). Cuando el grado de saturación de P aumenta, el P está retenido más débilmente por el suelo y el *pool* de P soluble aumenta (Lookman *et al.*, 1995 b), como confirman muchos estudios que divulgan una relación significativamente positiva entre la solubilidad del P del suelo y el índice de saturación. Esta relación se describe a menudo como lineal (Kuo *et al.*, 1988; Giroux *et al.*, 1996; Lookman *et al.*, 1996; Sharpley 1996). Yuan y Lavkulich (1995) y Sims *et al.* (1998) observaron un punto de cambio en la relación entre el índice de la saturación y la solubilidad de P: en un nivel dado del índice de la saturación se producía un aumento rápido de la concentración de P en la solución.

Heckrath *et al.* (1995) encontraron una tendencia comparable entre la concentración de P en el agua de drenaje y el contenido de P Olsen en suelos calcáreos, indicando que sobre un nivel crítico de P en el suelo (60 mg kg^{-1} P Olsen), el P está muy débilmente retenido por la matriz del suelo. Los valores críticos de P en el suelo varían de forma considerable según las características del mismo; así, Brookes y Hesketh (1998) describen un rango de valores críticos de P Olsen comprendido entre 21 y 104 mg kg^{-1} , no encontrando ninguna relación causal entre las características químicas y físicas del suelo o el manejo y los distintos límites umbrales. Jordan *et al.* (2000), en un estudio que abarca 84 subcuencas de Irlanda del Norte, obtienen un valor umbral de P Olsen de 22 mg kg^{-1} , mucho más bajo que el encontrado por Heckrath *et al.* (1995) lo que atribuyen a 3 posibles factores: a) a que los suelos de Irlanda del Norte permanecen, en general,

saturados en agua durante períodos muy largos de tiempo; b) a que los suelos de este estudio son mayoritariamente prados, frente a los cultivos de la investigación llevada a cabo por Heckrath *et al.* (1995) y, además, c) a que los suelos de Irlanda del Norte poseen un contenido en materia orgánica mucho más elevado que los suelos de Inglaterra, favoreciendo que la pérdida de P sea menor.

La proximidad de la relación entre la solubilidad de P y el índice de saturación de P depende del rango de los suelos estudiados, así como de los extractantes usados. La correlación entre la concentración de P en el suelo y el índice de saturación es generalmente elevada cuando los suelos estudiados son homogéneos en cuanto a textura y a pH.

7.2.2. Efecto del uso del suelo sobre el parámetro intensidad

Tal como se ha indicado en la sección de Resultados, el parámetro intensidad (concentración de P en la solución del suelo) se ha estimado mediante la desorción del P a las relaciones suelo:agua 1:100 y 1:20 y a distintos tiempos de extracción.

7.2.2.1. Desorción de P

Una proporción del P aplicado o añadido al suelo se pierde por escorrentía, dependiendo la cantidad exacta de esa pérdida de numerosos factores, entre los que se encuentran las propiedades del suelo, el uso, las prácticas agrícolas, el tipo de fertilizante aplicado, el método empleado para la fertilización, etc., así como el contenido y el índice de sorción de P (Sharpley y Smith, 1990). Otros factores que influyen en las pérdidas por escorrentía son el volumen de escorrentía y la época del año. De este último factor son importantes las condiciones climáticas, especialmente la intensidad y duración de la lluvia (Sharpley y Smith, 1990).

En los suelos agrícolas, las pérdidas de nutrientes (como P o N) a las aguas superficiales son, en gran parte, el resultado del uso excesivo de fertilizantes inorgánicos y orgánicos. El balance agrícola de nutrientes se ha empleado como un indicador de la sostenibilidad de las prácticas agrícolas (Parris, 1998; Halberg, 1999; OECD, 2001), aunque hay que indicar que estos balances tan sólo proporcionan una indicación indirecta de las pérdidas de nutrientes a las aguas superficiales (Oenema *et al.*, 2003; Oborn *et al.*, 2003). Ekholm *et al.* (2005) indican que el balance de P en la superficie del suelo puede presentar desde valores negativos a valores positivos muy elevados, del orden de 200 kg ha año⁻¹, dependiendo, entre otros factores, del cultivo, del tipo de fertilizante o de la cantidad de fertilizante adicionado (Halberg, 1999; Gronroos y Seppala, 2000; Hooda *et al.*, 2001; Steinshamn *et al.*, 2004). En lo referente al fósforo, resulta complicado relacionar el balance de este nutriente con las pérdidas de P y con el impacto que produce sobre las aguas que lo reciben, debido a la fuerte tendencia del suelo a retener este elemento.

Cuando la entrada de P en el suelo excede a su consumo por los cultivos o por la vegetación, la mayor parte del P en exceso se acumula en el suelo (Hooda *et al.*, 2001). Una parte

de este P será transformado gradualmente en formas menos reactivas pudiendo, sin embargo, ser susceptible a los procesos de transporte (Sharpley y Menzel, 1987). El P puede causar eutrofización como consecuencia de la disponibilidad de P a los productores primarios acuáticos, en concreto a las algas planctónicas (Ekholm y Krogerus, 2003). El fósforo se transporta desde el suelo al agua superficial en dos formas importantes: (i) como P inorgánico soluble, descrito puntualmente como P reactivo molibdato (MRP) y (ii) como P particulado (PP). De estas dos formas de P, el MRP se encuentra fácilmente disponible para las algas (Ekholm y Krogerus, 2003). Sin embargo, una considerable proporción del PP se puede liberar también, de forma que esté disponible para las algas, especialmente cuando las partículas se han incorporado a la superficie del sedimento en condiciones anóxicas (Uusitalo *et al.*, 2003). Los sedimentos están conformados por partículas pequeñas separadas por espacios intersticiales llenos de líquido o “agua intersticial”. En la interfase sedimento-agua, o microzona, se intercambian elementos entre los sedimentos y la columna de agua. La actividad química más importante en la interfase es el cambio del fósforo desde la fase sólida a fosfato soluble en las aguas intersticiales, desde donde puede ser liberado a la columna de agua (Vila Pinto, 2003).

Si en la interfase se dan condiciones anóxicas, los iones fosfatos se pueden difundir en una tasa dependiente del gradiente de concentración entre el “agua intersticial” y el agua de la columna. Si la interfase está oxigenada, los iones fosfato precipitan al reaccionar con los óxidos de hierro y no difunden. La importancia del potencial redox es tal que los sedimentos anóxicos liberan hasta 1000 veces más fósforo que los óxicos.

Distintos investigadores consideran que el riesgo de pérdidas de P se puede medir por la extracción de P en medios que presenten una fuerza iónica baja (Øgaard, 1995; McFarland y Hauck, 1999) y se ha sugerido recientemente que la extracción con agua destilada es la más apropiada (Torrent y Delgado, 2001), debido a la baja fuerza iónica del agua de lluvia. Además, la extracción de P mediante agua presenta la ventaja del bajo coste y que se lleva a cabo en un intervalo pequeño de tiempo, si se compara con otros extractantes (Moore, 1998). Este método de extracción mantiene el pH del suelo dentro de una unidad de su valor original (Golterman, 1988; Sharpley, 1993), lo que es una cualidad importante puesto que la solubilidad de P es altamente dependiente del pH del suelo. Pote *et al.* (1996) demostraron, en un estudio en un prado de Arkansas, que el P soluble en agua está altamente correlacionado con la pérdida de P por escorrentía. Análogamente, Djodjic *et al.* (2004) realizaron durante tres años un estudio en cinco suelos de Suecia donde midieron la lixiviación del fósforo total y del fósforo reactivo disuelto, encontrando que las características del subsuelo y el mecanismo de transporte del agua a través del suelo son más idóneos para determinar la lixiviación de P que el test de P en suelos agrícolas. Así, en suelos donde domina el transporte de agua a través de flujos preferenciales, el P y el agua pueden eludir la alta capacidad de sorción de P, produciéndose elevadas pérdidas de P, mientras que en suelos con elevados aportes de P y donde el flujo preferencial de agua no es dominante se

producen pequeñas pérdidas de P lixiviado, debido a la alta capacidad de adsorción de P en el subsuelo. Por lo tanto, los factores específicos del sitio en estudio pueden servir como indicadores para determinar las pérdidas por lixiviación de P, pues no es posible determinar un único indicador general para todos los tipos de suelos.

7.2.2.2. *P desorbido a la relación suelo:agua 1:100*

En las dos zonas estudiadas, la desorción de MRP 1:100 (Figura 7.11) se incrementa a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo, aunque hay que destacar que no se observa desplazamiento del máximo de la distribución hacia la derecha, sino que todos los suelos presentan el máximo de la distribución entre 0.00 mg L^{-1} y 0.10 mg L^{-1} , variando el porcentaje de muestras que constituye dicho máximo y que es menor cuanto mayor es la intensidad de manejo a que está sometido el suelo. Así, todos los suelos forestales de Fervenza y Portodemouros se presentan en este intervalo, mientras que entran dentro del mismo el 97 % de los prados naturales de Fervenza, el 89 % de los prados de Portodemouros, el 79 % de los prados fertilizados de Fervenza y, por último, el 60 % de las muestras de los suelos de cultivo de Portodemouros.

Los suelos de cultivo de Portodemouros y los prados fertilizados de Fervenza presentan los valores más elevados de MRP 1:100 desorbido, alcanzando en ambos casos una concentración de 0.40 mg L^{-1} , aunque en un porcentaje de muestras muy bajo. La distribución de frecuencias de los valores obtenidos para los suelos de cultivo indica que algo más del 20 % de las muestras desorben concentraciones de MRP que oscilan entre 0.10 mg L^{-1} y 0.20 mg L^{-1} , es decir, es en estos suelos donde el riesgo de pérdidas de MRP es más elevado (Figura 7.11).

Numerosos investigadores encuentran evidencias claras de que elevados niveles de P en el suelo incrementan las pérdidas del mismo por escorrentía (Sharpley, 1995; Pote *et al.*, 1999; McDowell *et al.*, 2002), pero pocos han cuantificado la contribución de la escorrentía en las pérdidas de P total (Watson *et al.*, 2007). Smith *et al.* (2003) demuestran, en un estudio en suelos de prado, que el aumento en la concentración de MRP que se produce en el agua de drenaje es una respuesta directa a la acumulación de P del suelo.

En contraste a otros estudios (Heckrath *et al.*, 1995; Hesketh y Brookes, 2000), Watson *et al.* (2007) exponen la dificultad de identificar una concentración clara de P Olsen a partir de la cual las pérdidas de P total se incrementen, a pesar de obtener variaciones en los valores de concentración de P Olsen (desde 22 a 99 mg kg^{-1}) en suelos de prado de clima templado tras la aplicación de fertilizantes durante 5 años. En dicha investigación no se observa ninguna relación entre la variación anual de los eventos hidrológicos y el flujo, ni diferencias entre las medias hidrológicas, lo que enfatiza la importancia de los estudios a medio-largo plazo.

Watson *et al.* (2007) encontraron que la concentración de P en el agua de drenaje se incrementaba significativamente (en torno a $40 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) con la aplicación de fertilizantes de P, mientras que la concentración de P en el agua de escorrentía se incrementaba unos 10 kg ha^{-1}

año⁻¹. Las prácticas agrícolas ayudan a controlar las pérdidas de P disuelto por escorrentía al considerar, no solamente la proporción y la frecuencia de la adición de fertilizantes, sino también estrategias para mejorar la estructura del suelo y mejorar la filtración del agua.

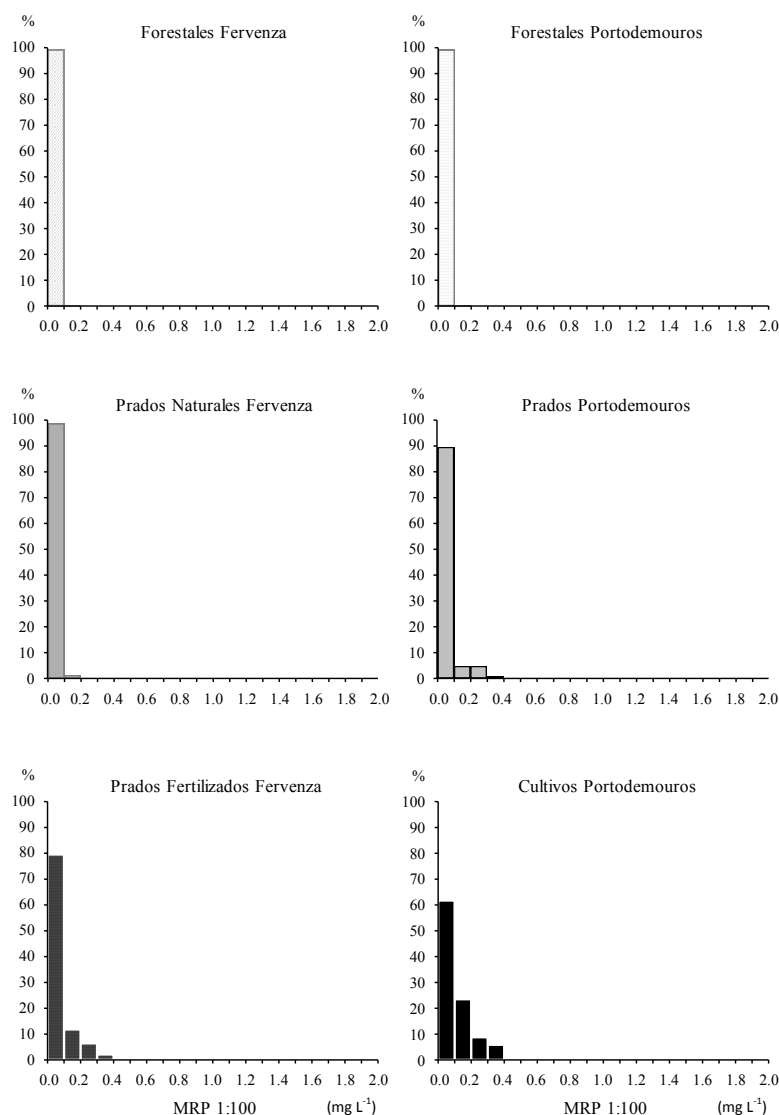


Figura 7.11.- Distribución de frecuencias de los valores de la concentración de MRP 1:100 desorbido obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

De forma similar a lo observado al estudiar la desorción de MRP 1:100 (Figura 7.11), en los gráficos de distribución de frecuencias de los valores de la desorción del P particulado 1:100 no se produce un desplazamiento del máximo de distribución con la intensidad del uso del suelo, aunque sí hay un aumento en la concentración del P particulado desorbido a medida que aumenta el manejo del suelo. En Fervenza los suelos forestales y los prados naturales no superan el valor de 0.10 mg L⁻¹, mientras que los prados fertilizados rompen esta tendencia alcanzando un 23 % de

las muestras valores de concentración que oscilan entre 0.10 mg L^{-1} y 0.20 mg L^{-1} . En Portodemouros, la influencia del uso del suelo se hace más patente, pues tanto los prados como los cultivos presentan valores de P particulado desorbido de hasta 0.30 mg L^{-1} , concentración que está por encima de la presentada por los prados fertilizados de Fervenza, que no superan el valor de 0.20 mg L^{-1} (Figura 7.12).

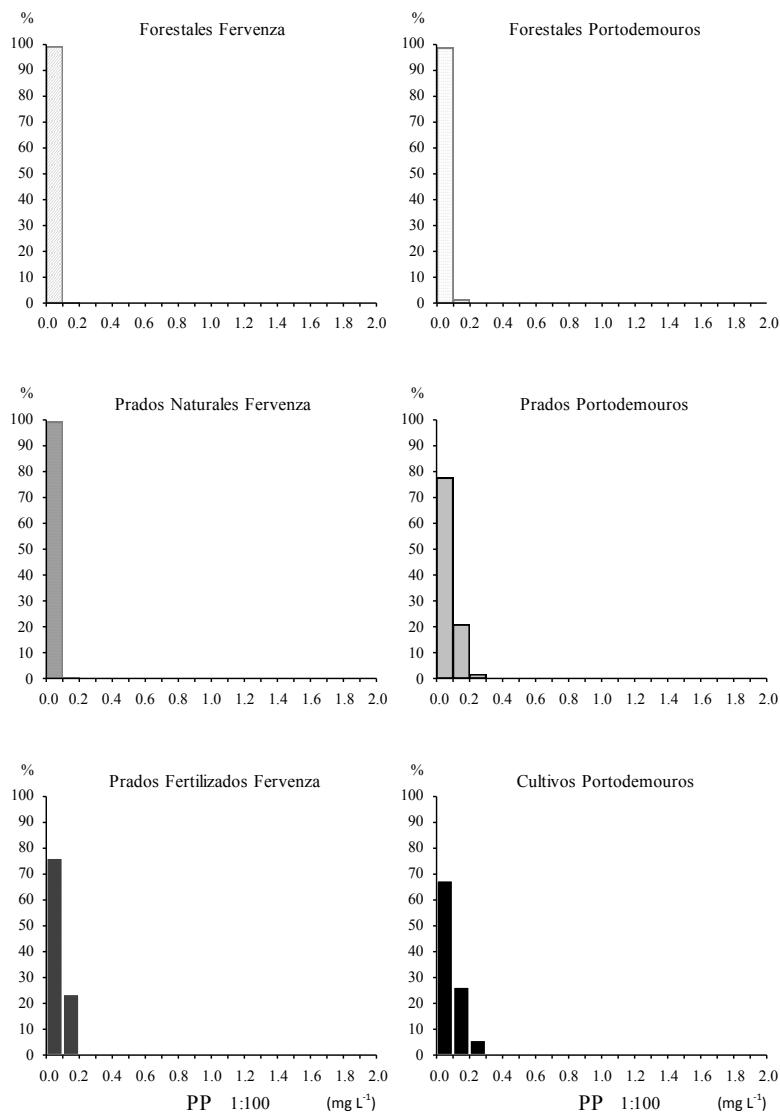


Figura 7.12.- Distribución de frecuencias de los valores de la concentración de PP 1:100 desorbido obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

En los suelos dedicados a cultivo es donde existe un mayor riesgo de pérdidas de P particulado, muy probablemente porque en estos suelos las prácticas agrícolas son más intensas,

lo que supone una pérdida de materia orgánica y deterioro de la estructura del suelo, incrementando el riesgo de erosión.

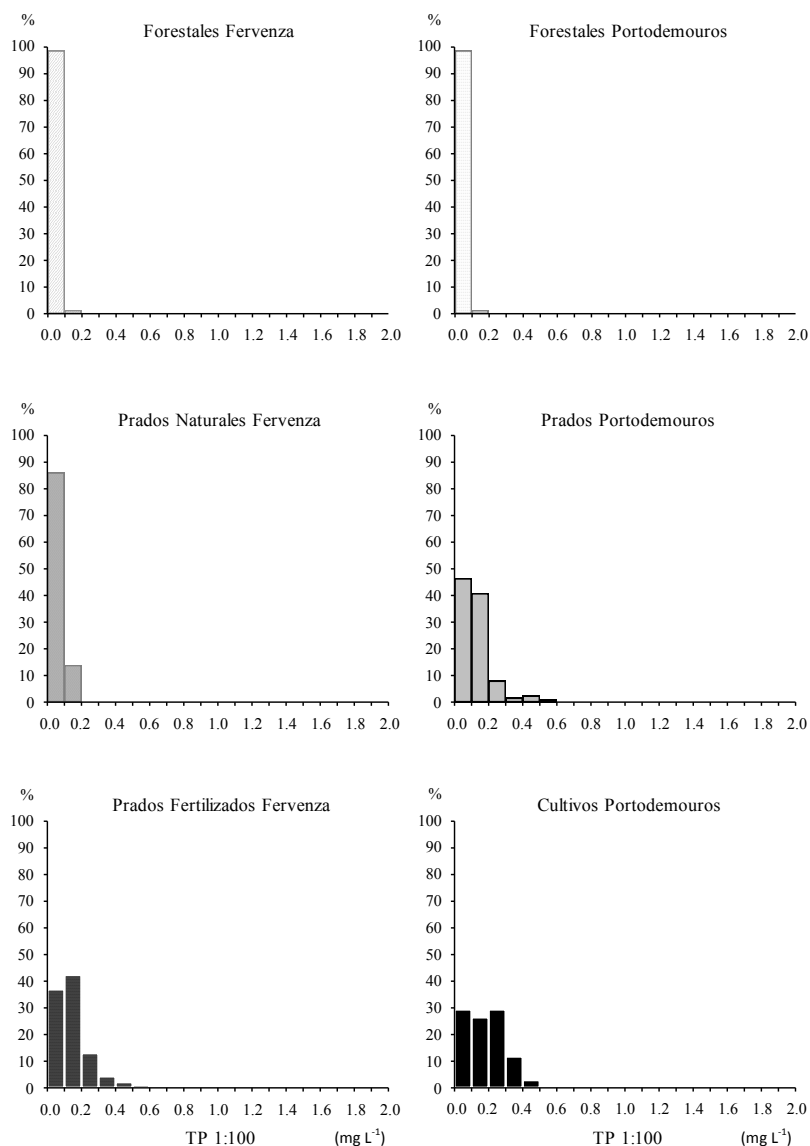


Figura 7.13.- Distribución de frecuencias de los valores de la concentración de TP 1:100 desorbido obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

En los suelos forestales es en los que se desorbe la menor concentración de P total 1:100 (Figura 7.13), en contraposición a los suelos dedicados a cultivo de Portodemouros que, a pesar de no alcanzar los valores de P total 1:100 desorbido más elevados, son los que presentan las concentraciones de P total 1:100 más elevadas para un mayor porcentaje de muestras (Figura 7.13).

7.2.2.3. *P desorbido a la relación suelo:agua 1:20*

El parámetro intensidad (concentración de P en la solución de suelo), evaluado por el MRP obtenido en la extracción 1:20 (Figura 7.14), se ve modificado por la intensidad del uso del suelo en ambas áreas, como se pone de manifiesto en los gráficos de distribución de frecuencias: a medida que aumenta la intensidad de manejo se produce una mayor desorción de MRP 1:20, desplazándose el máximo de la distribución hacia la derecha.

En general, los suelos de Portodemouros presentan valores de concentración de MRP desorbido más elevados que los de Fervenza, para todos los usos del suelo (Figura 7.14).

El 100 % de las muestras de los suelos forestales de Fervenza presenta concentraciones de MRP 1:20 menores de 0.10 mg L^{-1} , mientras que en los suelos forestales de Portodemouros un pequeño porcentaje de muestras (5 %) presenta valores de MRP 1:20 que oscilan entre 0.10 mg L^{-1} y 0.20 mg L^{-1} , distribución que coincide casi totalmente con la que se observa para los prados naturales de Fervenza, para los que el valor más elevado no supera los 0.20 mg L^{-1} (Figura 7.14).

Los prados de Portodemouros y los prados fertilizados de Fervenza presentan una distribución de frecuencias de valores de MRP 1:20 muy similar (Figura 7.14). En los prados de Portodemouros en el 80 % de las muestras la concentración de MRP desorbido es menor de 0.10 mg L^{-1} , alcanzando valores de hasta 1.00 mg L^{-1} ; de manera análoga, en los prados fertilizados de Fervenza la distribución de frecuencias se encuentra fuertemente sesgada hacia la derecha, pues algo más del 70 % de las muestras presentan valores de MRP 1:20 por debajo de 0.10 mg L^{-1} . Hay que indicar que aunque se observan valores de concentración de 0.80 mg L^{-1} , estos son inferiores al máximo observado en los prados de Portodemouros.

Dado que es el parámetro intensidad el que determina la cantidad de P que puede pasar a los cursos de agua, está claro que en ambas zonas son los prados y los cultivos los que generan un serio riesgo de eutrofización en los cursos de agua contiguos.

Al igual que sucedía con el MRP, a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo se observa que la concentración de P particulado desorbido a la dilución 1:20 es mayor (Figura 7.15). Los suelos forestales de Fervenza son los que presentan las concentraciones de P particulado más bajas, aunque cabe destacar que, en todo caso, son más elevadas que las concentraciones observadas para la desorción del MRP. Así, algo más del 75 % de las muestras presentan valores de concentración de P particulado 1:20 menores de 0.10 mg L^{-1} , mientras que un 20 % de las mismas desorben una concentración de P particulado comprendida entre 0.10 mg L^{-1} y 0.20 mg L^{-1} y el 5 % restante desorbe entre 0.20 mg L^{-1} y 0.30 mg L^{-1} .

De forma similar a lo estudiado en el caso del MRP, la distribución de frecuencias de valores de PP 1:20 de los suelos forestales de Portodemouros es similar a la de los prados naturales de Fervenza. Los porcentajes más elevados de muestras se presentan en los intervalos $0.00\text{-}0.10$, $0.10\text{-}0.20$ y $0.20\text{-}0.30 \text{ mg L}^{-1}$. El porcentaje de muestras de los suelos forestales de Portodemouros es del 32, 38 y 25 % para los intervalos $0.00\text{-}0.10$, $0.10\text{-}0.20$ y $0.20\text{-}0.30 \text{ mg L}^{-1}$,

respectivamente, mientras que para esos mismos intervalos, el porcentaje de muestras de los prados naturales de Fervenza es del 30, 25 y 30 %, respectivamente (Figura 7.15).

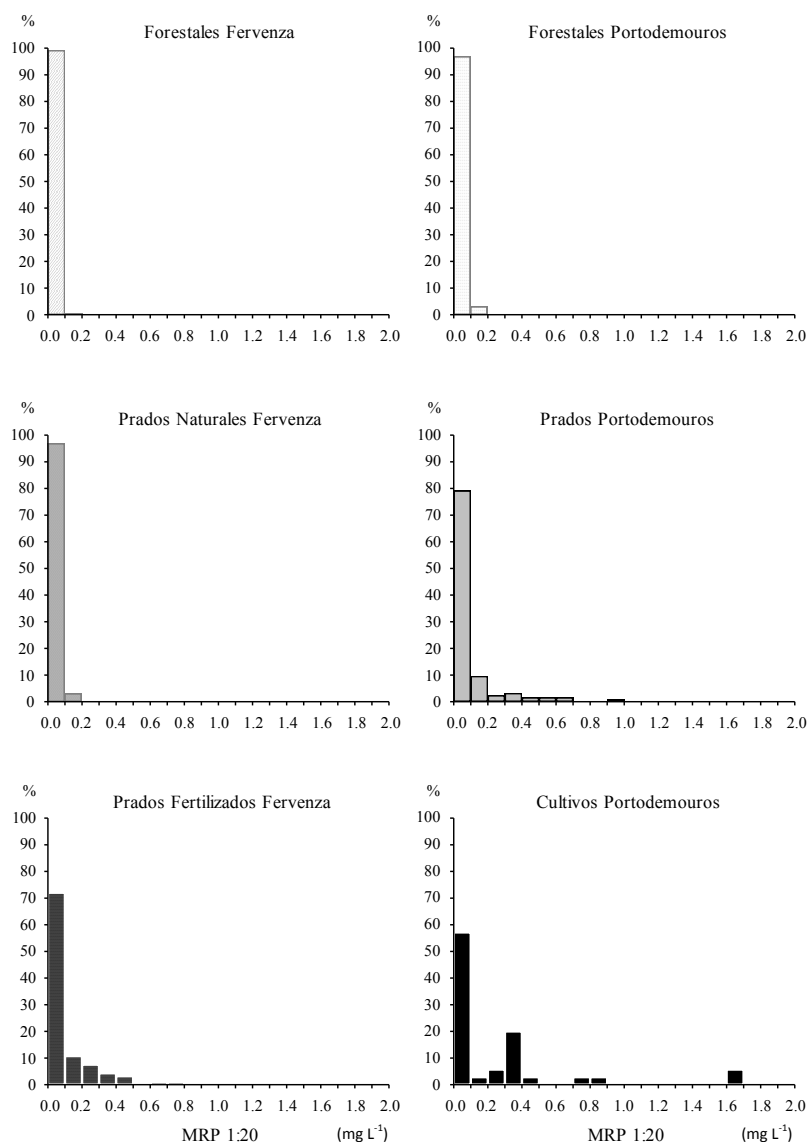


Figura 7.14.- Distribución de frecuencias de los valores de la concentración de MRP 1:20 desorbido obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

En los prados naturales de Fervenza se obtienen niveles de concentración de P particulado 1:20 superiores a los observados en los suelos forestales de Portodemouros, pues mientras que en estos últimos la concentración más elevada es de 0.50 mg L^{-1} , en los prados naturales alcanza el valor de 0.60 mg L^{-1} .

El 10 % de los prados de Portodemouros presentan concentraciones de P particulado 1:20 por debajo de 0.10 mg L^{-1} y el 80 % de las muestras se distribuyen de forma proporcional (20 %)

entre los intervalos que oscilan de 0.10 mg L^{-1} a 0.50 mg L^{-1} . El valor máximo de P particulado desorbido alcanza el valor de 1.00 mg L^{-1} , el doble de lo encontrado en los suelos forestales de Portodemouros (Figura 7.15).

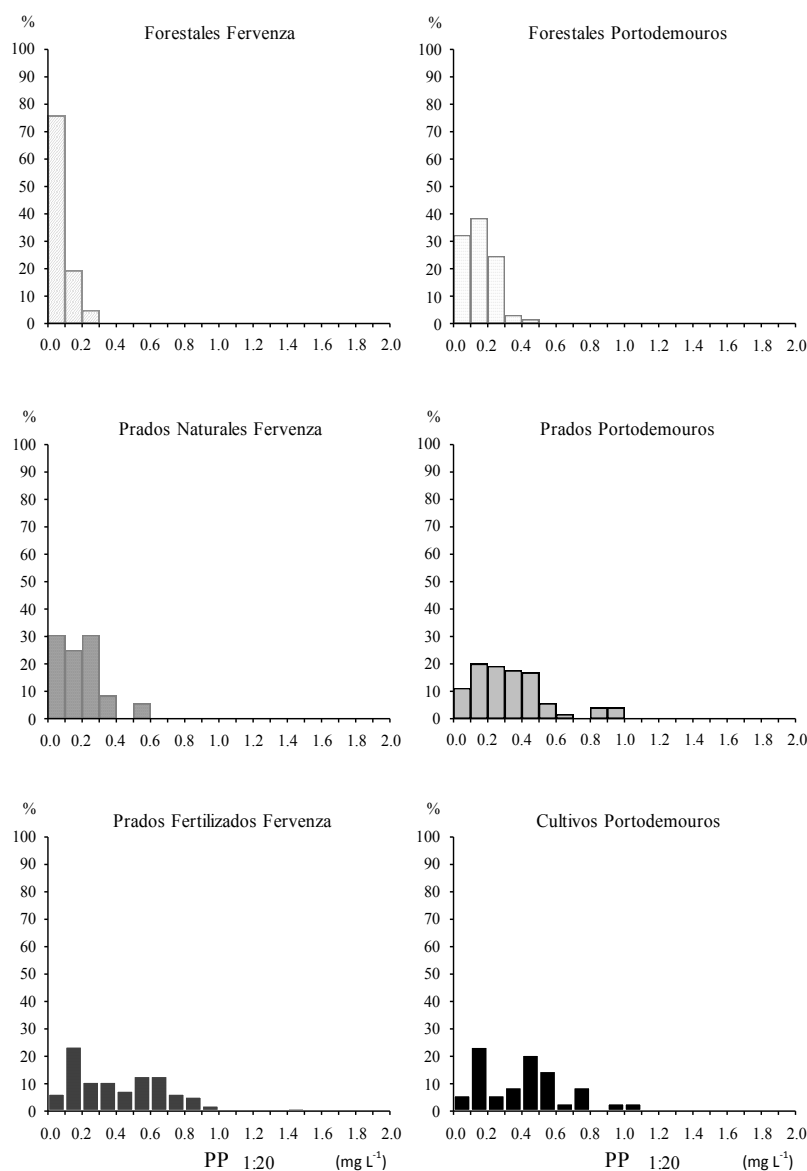


Figura 7.15.- Distribución de frecuencias de valores de la concentración de PP 1:20 desorbido obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenzen y Portodemouros.

El 20 % de las muestras de los prados fertilizados de Fervenzen presentan una concentración de P particulado 1:20 que oscila entre 0.10 mg L^{-1} y 0.20 mg L^{-1} . Está claro que con el aumento de la actividad agrícola se produce una mayor desorción de P particulado, como indica

el hecho de que el 50 % de los prados fertilizados desorben una concentración de P particulado que varía entre 0.20 mg L^{-1} y 0.70 mg L^{-1} , siendo el valor más elevado 1.50 mg L^{-1} (Figura 7.15).

La figura de distribución de frecuencias de los valores obtenidos para los suelos de cultivo de Portodemouros es regular, puesto que el porcentaje de muestras es del 20 % para los intervalos de P particulado siguientes: $0.10\text{-}0.20$, $0.40\text{-}0.50$ y $0.50\text{-}0.60 \text{ mg L}^{-1}$. El valor máximo que se alcanza es de 1.10 mg L^{-1} , siendo del 5 % el porcentaje de muestras que presentan concentraciones de P particulado por debajo de 0.10 mg L^{-1} (Figura 7.15).

La desorción de P total 1:20 está claramente influenciada por el uso del suelo, como se pone de manifiesto en la Figura 7.16, pues la distribución de frecuencias de valores se va desplazando hacia la derecha a medida que aumenta el manejo del suelo. Los suelos forestales de Fervenza presentan las concentraciones de P total 1:20 más bajas, pues en el 55 % de las muestras el valor de P total no supera 0.10 mg L^{-1} y un 37 % se encuentra en el intervalo $0.10\text{-}0.20 \text{ mg L}^{-1}$.

Como cabía esperar tras lo observado para la desorción de MRP y del P particulado 1:20, la gráfica de distribución de frecuencias que presentan los suelos forestales de Portodemouros es similar a la observada en los prados naturales de Fervenza. Hay que indicar que en los prados naturales se observan concentraciones de P total 1:20 más elevadas que en los suelos forestales de Portodemouros, alcanzándose el valor de 0.70 mg L^{-1} , mientras que en los suelos forestales el valor más elevado es de 0.50 mg L^{-1} (Figura 7.16).

Los prados de Portodemouros presentan una gráfica de distribución de frecuencias bastante homogénea, pues el porcentaje de muestras se mantiene bastante constante en los intervalos de concentración de P total comprendidos entre 0.10 mg L^{-1} y 0.60 mg L^{-1} . Hay que indicar que el porcentaje de muestras en las que se producen concentraciones de P total menores que 0.20 mg L^{-1} o mayores de 0.60 mg L^{-1} no alcanza el 10 %; además, en algunas muestras (siempre representando una parte muy pequeña del total) se obtienen valores de concentración de P total que alcanzan hasta 1.70 mg L^{-1} (Figura 7.16).

La distribución de frecuencias de los valores de TP 1:20 en los prados fertilizados de Fervenza está desplazada hacia la derecha en relación a la observada para los suelos forestales de esta misma zona. La distribución es bastante regular a lo largo del intervalo de valores que oscila entre 0.30 mg L^{-1} y 1.10 mg L^{-1} , pues el porcentaje de muestras dentro de cada intervalo no supera el 10 %. El máximo de la distribución se corresponde con valores de concentración de P total comprendidos entre 0.20 mg L^{-1} y 0.30 mg L^{-1} , siendo el porcentaje de muestras dentro de dicho intervalo del 24 %. Hay que indicar que, a diferencia de lo observado en los demás suelos de Fervenza, ninguna muestra presenta concentraciones de P total por debajo de 0.10 mg L^{-1} y sólo un porcentaje muy bajo de ellas alcanza valores cercanos a 2.00 mg L^{-1} (Figura 7.16).

La distribución de frecuencias de los valores de TP 1:20 obtenidos para los suelos dedicados a cultivo de Portodemouros presenta un aspecto bimodal, existiendo dos intervalos ($0.10\text{-}0.20 \text{ mg L}^{-1}$ y $0.50\text{-}0.60 \text{ mg L}^{-1}$) que presentan los porcentajes de muestras más elevados (20

%, aproximadamente, en cada caso). Cada uno de los demás intervalos, que abarcan hasta 1.80 mg L⁻¹, no alcanzan un porcentaje del 10 % siendo, en ocasiones, muy inferior a éste (Figura 7.16).

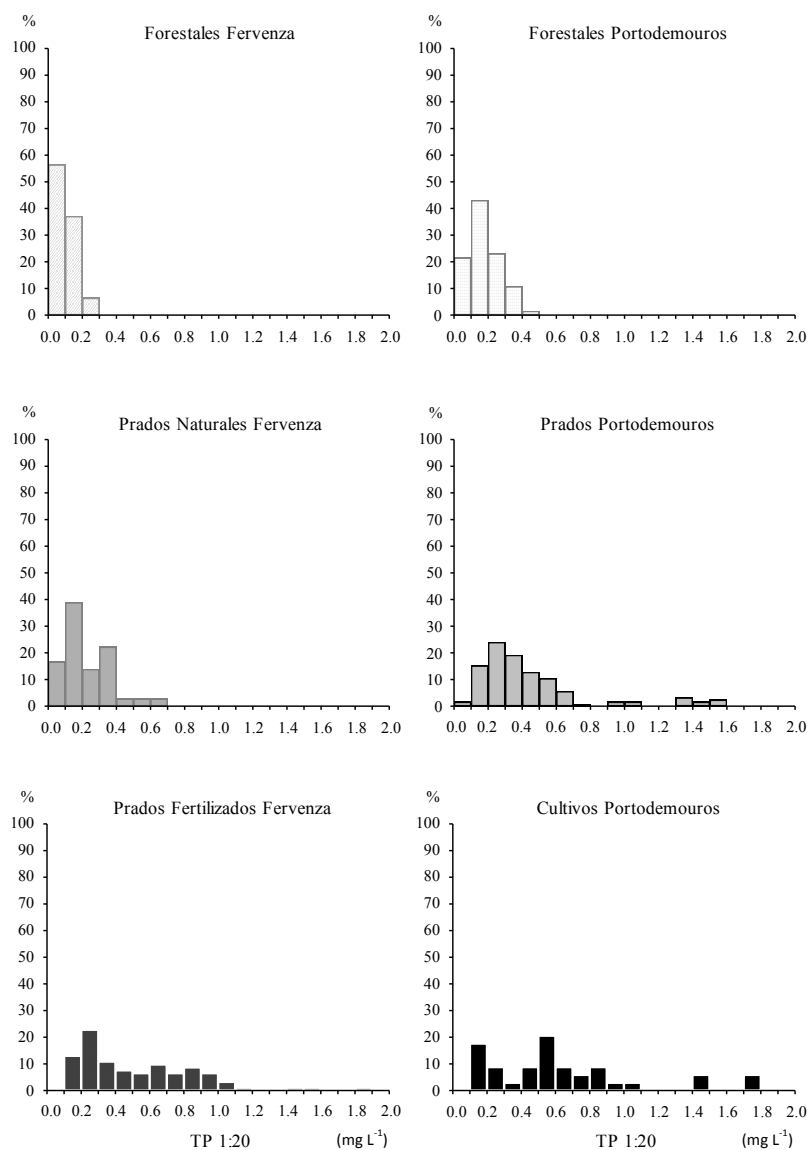


Figura 7.16.- Distribución de frecuencias de valores de la concentración de TP 1:20 desorbido, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

En los suelos tanto de Fervenza como de Portodemouros todas las formas de P desorbido (MRP, PP y TP) se incrementan para la dilución 1:20 frente a la dilución 1:100.

Las pérdidas de P que se producen desde suelos con una elevada intensidad de manejo, donde se emplean fertilizantes y abonos minerales, se han relacionado con la eutrofización del agua dulce. Diversos investigadores han realizado estudios simulando distintas intensidades de

precipitación en suelos donde los fertilizantes de P eran de distinta naturaleza, comprobando que las pérdidas de MRP, PP y TP, eran considerablemente más elevadas a medida que aumentaba la intensidad de la precipitación (Shigaki *et al.*, 2007). El transporte creciente del P particulado se atribuye a la separación y al transporte de las partículas sin disolver, demostrando que la solubilidad en agua de las fuentes de P y la intensidad de la precipitación pueden influir en el transporte del P que se pierde.

Numerosos investigadores consideran que existen dos factores importantes que influyen en el movimiento del P que se pierde: el transporte y la fuente de P (Gburek *et al.*, 2000; Sharpley *et al.*, 2001; McDowell *et al.*, 2004). Los factores del transporte son los mecanismos que causan el movimiento del P dentro del paisaje, tales como la erosión y la escorrentía. Los factores de la fuente de P incluyen la concentración del P en el suelo y el período, método y forma de aplicación de P (como fertilizante inorgánico y/o abono orgánico).

En el presente estudio aunque existen diferencias en la distribución porcentual de las formas de P extraídas con agua, la concentración de PP predomina generalmente sobre la de MRP, siendo factores determinantes el uso del suelo y las precipitaciones. Así, el predominio de las formas de P particulado se acentúa a medida que la intensidad del manejo agrícola es mayor y cuando se dan condiciones similares a las que se producirían tras una lluvia intensa sobre suelo seco, es decir, para la dilución 1:20 en comparación con la dilución 1:100 (que trata de simular el comportamiento teórico del suelo en invierno, cuando se encuentra húmedo), demostrando el efecto de la degradación de la estructura edáfica (generada en los prados y en los cultivos) con el riesgo de pérdida de P particulado.

La concentración de todas las formas de fósforo desorbido en agua (TP, MRP o PP) está claramente afectada por el uso del suelo y es evidente que, en todos los casos, la fracción del P particulado domina sobre la fracción del MRP. Este comportamiento sería de esperar en los suelos agrícolas (Sharpley y Rekolainen, 1997), en los cuales el dominio del P particulado se atribuye al P fijado por adsorción en partículas y al P presente en la materia orgánica (que puede ser erosionada). En los suelos dedicados a prados, el dominio de las formas de P particulado se puede atribuir, muy probablemente, a la entrada de las formas orgánicas proporcionadas por el uso del purín como fertilizante (Díaz-Fierros *et al.*, 1987). En los suelos forestales se observa un inesperado dominio del P particulado, lo que se puede atribuir a la alta capacidad de absorción de estos suelos y a su bajo contenido en P disponible, dando lugar a un MRP generalmente muy bajo y a pérdidas proporcionalmente más importantes de P particulado.

En las dos áreas estudiadas, los suelos forestales presentaron los valores más bajos de P desorbido, siendo tanto en Fervenza como en Portodemouros la concentración media de MRP próxima a 0.03 mg L^{-1} , y existiendo una gran cantidad de muestras en las cuales la concentración de P era imperceptible. El valor medio del P particulado es prácticamente dos veces más alto en los suelos de Portodemouros que en los suelos de Fervenza (0.15 comparado con 0.08 mg L^{-1}),

probablemente como resultado del contenido más bajo de materia orgánica y de la textura más fina de los suelos de Portodemouros, que dan lugar a una movilidad más elevada de las partículas. La concentración de P desorbido es apreciablemente más alta y, salvo para la desorción de MRP a 1:20 de los suelos forestales con respecto a los prados naturales en Fervenza, los valores de desorción de P son significativamente más elevados ($p < 0.005$) en los prados y en los suelos de cultivo que en los suelos forestales. En los suelos de Fervenza las diferencias son obvias para la dilución 1:20, ya que los valores que presentan tanto el MRP como el PP son 5 veces más elevados en los prados fertilizados que en los suelos forestales. En las muestras de Portodemouros las diferencias se encuentran principalmente en la fracción del MRP; así, los suelos de cultivo presentan valores de MRP desorbido 7 veces más elevados que los suelos forestales, mientras que las concentraciones del PP son únicamente 3 veces más elevadas que las de los suelos forestales de esta misma área.

7.3. Estudio cinético de la desorción de P

En las Figuras 7.17, 7.18 y 7.19, se representa la distribución de frecuencias de los valores obtenidos en la desorción de MRP a los 3 tiempos de extracción estudiados (5, 30 y 120 minutos respectivamente) para los suelos bajo diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Los suelos de Portodemouros presentan para todos los tiempos de extracción niveles de desorción de P más elevados que los suelos de Fervenza, destacando los suelos dedicados a cultivo, pues la concentración de MRP desorbido equivale al doble de la observada en los prados fertilizados de Fervenza. En ambas áreas la desorción que se produce a 120 minutos es prácticamente el doble de la encontrada a 5 minutos, reflejando la influencia del tiempo de extracción sobre la desorción de P (García Rodeja y Gil-Sotres, 1995).

7.3.1. Desorción a los 5 minutos

Los gráficos de distribución de frecuencias de la desorción de MRP 1:20 tras 5 minutos de extracción (Figura 7.17) muestran una clara tendencia en las dos áreas estudiadas, pues los suelos en los que el manejo es más intenso son los que presentan los valores de desorción más elevados.

La desorción de MRP es menor en los suelos de Fervenza que en los de Portodemouros. Así, tan sólo los prados fertilizados, con un porcentaje del 12 %, presentan valores de MRP 1:20 desorbido en 5 minutos mayores que 0.2 mg L^{-1} . En contraste, en Portodemouros un 10 % de las muestras de los prados presentan concentraciones de P comprendidas entre 0.2 mg L^{-1} y 0.6 mg L^{-1} , porcentaje que aumenta en los suelos de cultivo, pues un 32 % de las muestras superan el valor de 0.2 mg L^{-1} , alcanzando concentraciones de 1.6 mg L^{-1} (Figura 7.17).

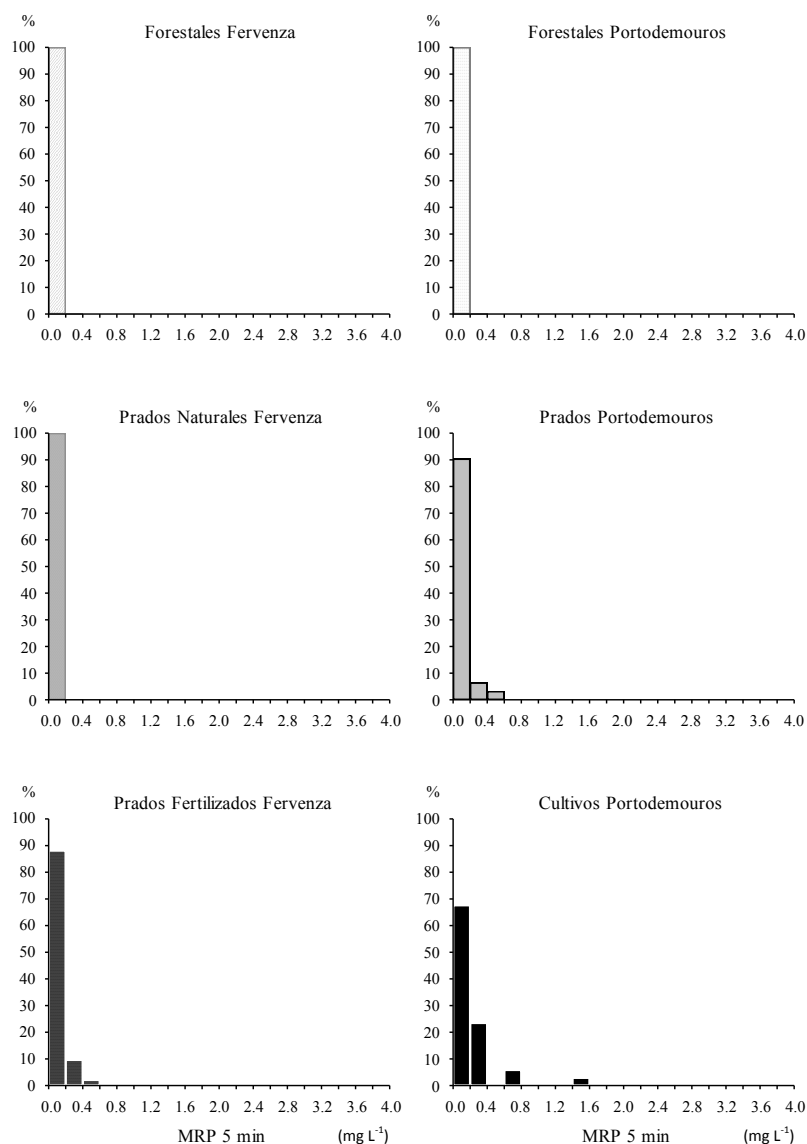


Figura 7.17.- Distribución de frecuencias de los valores de la concentración de MRP 1:20 desorbido tras 5 minutos de extracción, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

7.3.2. Desorción a los 30 minutos

La desorción de MRP 1:20 que se produce tras 30 minutos de extracción sigue la misma tendencia que la observada a los 5 minutos. Los suelos forestales de ambas áreas, junto con los prados naturales de Fervenza, son los que presentan los valores de desorción más bajos (no superan 0.2 mg L⁻¹), mientras que los suelos de cultivo de Portodemouros y los prados fertilizados de Fervenza presentan los niveles más elevados. La distribución de frecuencias de los valores obtenidos es análoga a la observada en la extracción de 5 minutos, destacando un ligero aumento

en la cantidad de MRP desorbido en los suelos donde las prácticas agrícolas son más frecuentes (Figura 7.18).

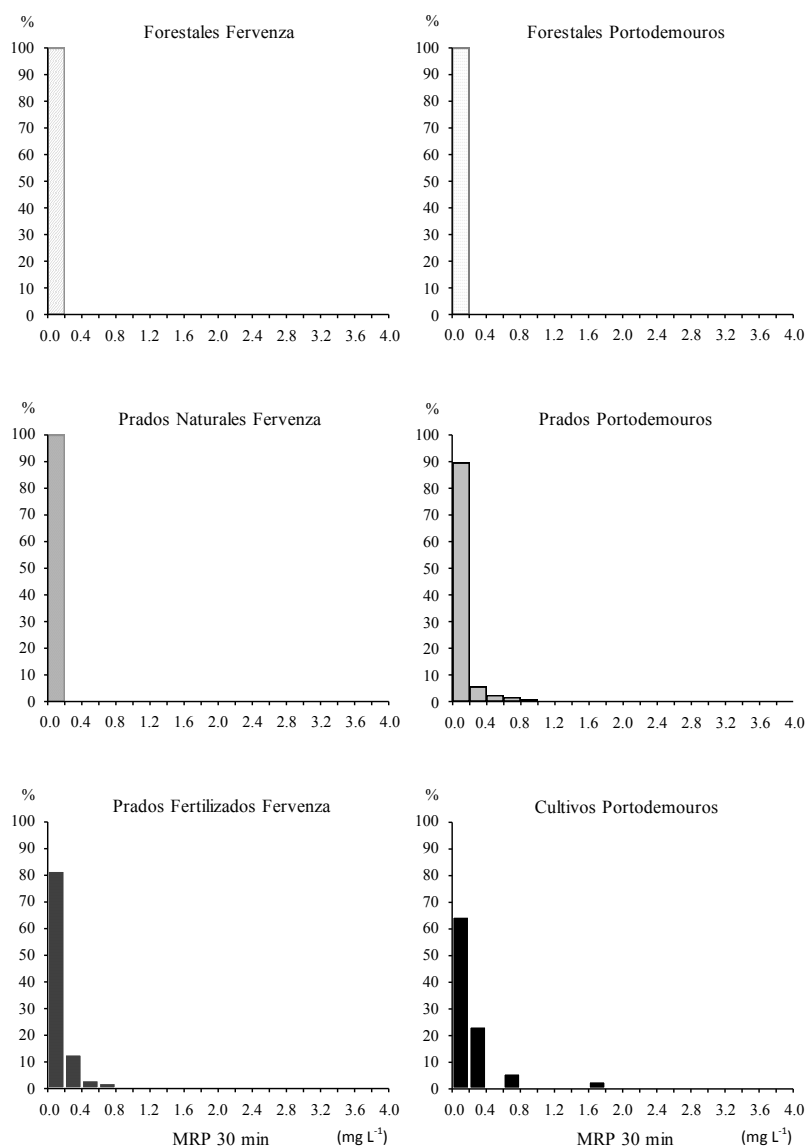


Figura 7.18.- Distribución de frecuencias de los valores de la concentración de MRP 1:20 desorbido tras 30 minutos de extracción, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

7.3.3. Desorción a los 120 minutos

En la Figura 7.19 se representa la distribución de frecuencias de los valores del MRP 1:20 en las dos áreas estudiadas, tras la extracción durante 120 minutos. La cantidad de P desorbido se incrementa con la intensidad de manejo del suelo, de forma similar a lo observado al estudiar la desorción de MRP tras 5 y 30 minutos de extracción, pero en esta ocasión los valores obtenidos

son más elevados para un mayor número de muestras, sobre todo en los suelos donde la intensidad del manejo es mayor, lo que pone en evidencia un mayor riesgo de pérdidas de MRP. Los suelos de Portodemouros desorben más MRP que los suelos de Fervenza.

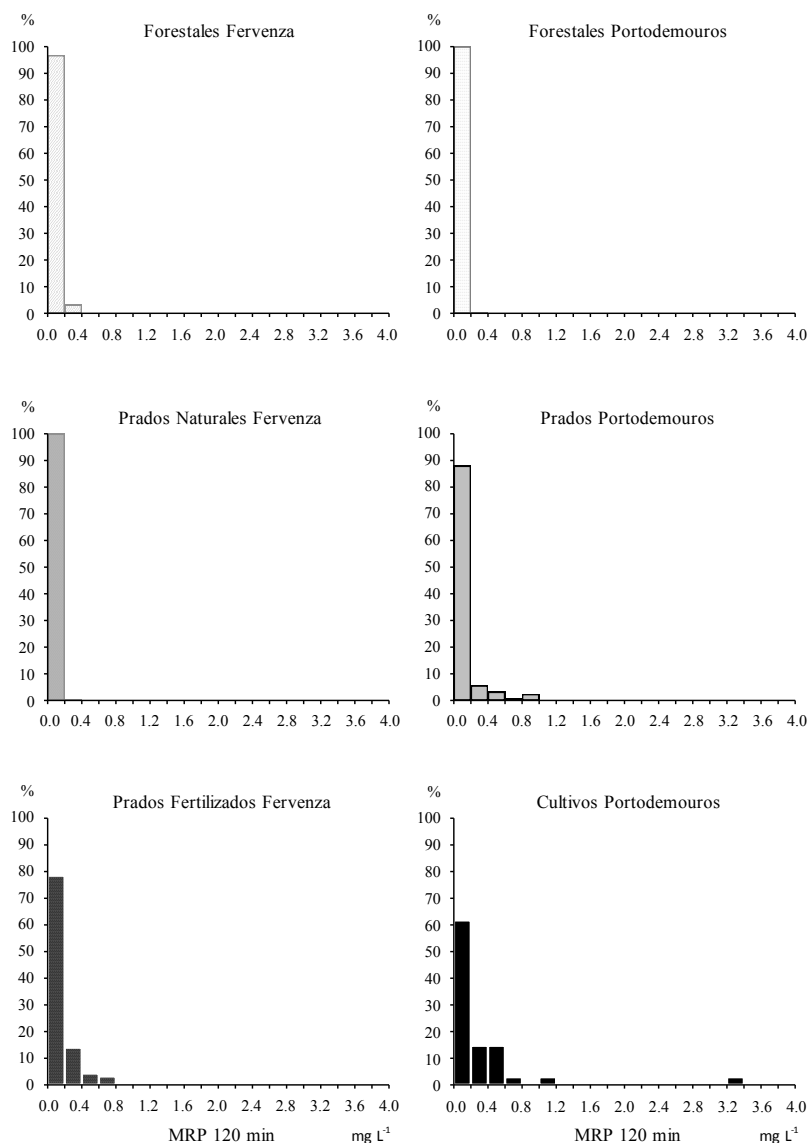


Figura 7.19.- Distribución de frecuencias de los valores de la concentración de MRP 1:20 desorbido tras 120 minutos de extracción, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

En general, los suelos forestales son los que presentan los valores de desorción más bajos en las dos áreas estudiadas, produciéndose un aumento en la desorción a medida que se incrementa el manejo del suelo y el tiempo de extracción.

Existen numerosas ecuaciones que se han usado para describir la cinética de desorción del P: ecuaciones de orden cero (Onken y Mathenson, 1982; Pavlatou y Polyzopoulos, 1988), ecuaciones de primer orden (Elkhatib y Hern, 1988; Pavlatou y Polyzopoulos, 1988; Lookman *et al.*, 1995), ecuaciones de difusión parabólica (Evans y Jurinak, 1976; Pavlatou y Polyzopoulos, 1988), ecuaciones de “dos-constantes” (Kuo y Lotse, 1974; Chien, 1977), así como las ecuaciones tipo Elovich (Chien y Clayton, 1980; Raven y Hossner, 1994).

Estas expresiones permiten calcular el P desorbible en el suelo, siendo necesaria previamente, la evaluación de los parámetros cinéticos correspondientes.

Alternativamente, es posible estimar esos parámetros a través de las propiedades físico-químicas del suelo; por esta razón, la relación entre estas propiedades y la cinética de la sorción/desorción de P ha sido ampliamente estudiada. Por ejemplo, Dalal (1974) encuentra que los parámetros de la ecuación de “dos-constantes” están estrechamente correlacionados con el contenido en óxidos de Al (extraído con oxalato); Sharpley (1983), para suelos ácidos, encuentra que los parámetros de la ecuación cinética Elovich están bien correlacionados con el contenido de Al extraído con NH_4OAc , mientras que Chien *et al.* (1980) y Elkhatib y Hern (1988) determinan que la constante de primer orden se correlaciona bien con la relación (Al+Fe)/Carbono total.

Como se indicó en el apartado de Resultados, los valores de MRP desorbido obtenidos a los tres tiempos de extracción estudiados (5, 30 y 120 minutos) se ajustan a una ecuación cinética doble logarítmica, obteniéndose los parámetros de estos ajustes, que son la ordenada en el origen (Ln Po) y la pendiente.

Los suelos de Portodemouros presentan valores de Ln Po más elevados que los suelos de Fervenza, lo que indica que en Portodemouros hay cantidades iniciales de P desorbible más elevadas que en Fervenza. Los suelos forestales de Portodemouros coinciden con los prados naturales de Fervenza en la cantidad inicial de P desorbible (0.010 mg L^{-1}), mientras que los prados de Portodemouros (0.039 mg L^{-1}) superan ligeramente el valor alcanzado por los prados fertilizados de Fervenza (0.034 mg L^{-1}). Los suelos de cultivo de Portodemouros presentan los valores de P inicialmente desorbible más elevados (0.049 mg L^{-1}), probablemente debido a que como consecuencia del aporte de fertilizantes se incrementa la cantidad de P disponible y se produce saturación de los sitios capaces de retener P (Hooda *et al.*, 2001). Además, en estos suelos se llevan a cabo intensas prácticas agrícolas que hacen que haya una disminución de las cantidades de óxidos de Fe y Al extraíbles y, por tanto, una reducción del tamaño del complejo absorbente con respecto a los suelos de los otros usos.

Al comparar los valores obtenidos para los suelos bajo diferentes usos en cada una de las áreas estudiadas se pone de manifiesto que es en los suelos de Fervenza donde el aumento a medida que se incrementa la intensidad de uso es más pronunciado; así, los prados fertilizados presentan valores de P inicialmente desorbible 3.9 veces mayores que los prados naturales y 6.5 veces más elevados que los suelos forestales, mientras que en Portodemouros el valor obtenido

para los suelos de cultivo es 1.4 veces el observado para los prados y 4.9 veces más elevado que el de los suelos forestales.

En cuanto a los valores de la pendiente cinética, en ambas áreas se produce el mismo comportamiento, pues son los suelos forestales los que presentan los valores más elevados, lo que supone que en estos suelos las pérdidas de P se producirían de forma más rápida que en los otros usos del suelo.

7.4. Influencia de la dilución en la desorción de P

7.4.1. Parámetros de la dilución

La eutrofización de las aguas es uno de los principales problemas que se derivan de las pérdidas de P que se producen desde las tierras agrícolas al agua circundante, lo que ha llevado a la necesidad de restringir esas pérdidas y al desarrollo de métodos que sean capaces de predecirlas. Torrent y Delgado (2001) emplean el paradigma de las curvas de sorción-desorción de P para confirmar la hipótesis de que la cantidad de MRP desorbido con un electrolito diluido es proporcional a la concentración de MRP en la solución del suelo elevado a una potencia que disminuye con el aumento de agua en la solución del suelo. Así, en suelos que poseen la misma curva de desorción pero difieren en la concentración inicial de la solución de P se observa que la pendiente de la recta de la desorción de P decrece con el aumento de la proporción de agua (ej. el valor de la pendiente es 1 si la proporción de agua es 10 y 0.5 si la proporción es de 10000), es decir, la cantidad de P desorbido tiende a ser proporcional a la concentración inicial de la solución de P si la proporción de agua es baja, y proporcional a la concentración inicial de la solución de P elevada a 0.5 si el cociente de agua es elevado. Por lo tanto, las diferencias impuestas por la concentración inicial de la solución de P tienden a disminuir con el incremento del agua.

La hipótesis fue probada para un grupo de 12 suelos agrícolas europeos fertilizados con P en exceso, por encima de las necesidades de la cosecha. El estudio de la desorción de fósforo lo llevaron a cabo bajo condiciones estáticas y en agitación en experimentos de laboratorio. Para conocer una aproximación de la concentración de MRP en el suelo, emplearon la relación suelo:agua 1:1. Y encontraron que la cantidad de P desorbido estaba correlacionada con el P extraído para esta relación, correlación que no mejoró al introducir variables adicionales relacionadas con las características de la sorción-desorción de P. Además Torrent y Delgado (2001), observaron que el P Olsen presentaba peores predicciones que la extracción en la relación 1:1 y que el índice del grado de saturación de fósforo del suelo basado en la extracción con oxalato no podía predecir la desorción de P. El hecho de que la relación 1:1 sea capaz de predecir la desorción potencial de P para una amplia gama de suelos hace que este método sea potencialmente útil en áreas con alta diversidad de suelos.

Como se indicó en el apartado de Resultados, para el estudio de la influencia de la dilución se usaron dos relaciones suelo:agua diferentes que permiten estimar la desorción a 1:1.

a) 1:100 y b) 1:20. Los parámetros relacionados con la dilución se han obtenido empleando la ecuación de Øgaard (1995) quien considera que la variación de la concentración de P en solución (Y, ya sea TP, MRP o PP) con la relación suelo:agua (Z) puede ser expresada mediante una ecuación del tipo:

$$Y = m + n \log Z$$

siendo m y n las constantes que describen la concentración de P en la relación de extracción 1:1 y la velocidad con que disminuye la concentración de P a medida que se incrementa la relación suelo:agua, respectivamente.

El valor de m , tanto para el P total como para el MRP o el P particulado, se incrementa claramente con el uso del suelo. El incremento es mayor en los suelos de Fervenza, sobre todo en lo que respecta al P particulado, que es más de 5 veces superior en los prados fertilizados que en los suelos forestales. El valor de m para el MRP apenas se incrementa, en relación a los forestales, en los prados naturales, aunque en los prados fertilizados es casi 5 veces superior al valor medio de los suelos forestales. Los valores de m para los suelos forestales en Portodemouros son superiores a los de los suelos forestales de Fervenza, sobre todo en lo que respecta al P particulado.

Los prados de Portodemouros presentan valores más similares a los prados fertilizados de Fervenza que a los prados naturales de esta misma área. Los suelos de cultivo muestran un valor de m para el MRP más de 10 veces superior al de los suelos forestales, aunque el incremento del P particulado es sólo 3 veces superior.

En la Figura 7.20 se representa la distribución de frecuencias de los valores obtenidos para los suelos bajo distintos usos de las dos áreas estudiadas del parámetro m , que describe la desorción de P total para la relación de extracción 1:1. En los suelos de Portodemouros se observa un desplazamiento del máximo de la distribución hacia la derecha a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo, presentando para todos suelos con los diferentes usos valores de la ordenada de P total más elevados que los suelos de Fervenza, para los que no se produce el desplazamiento del máximo de distribución hacia la derecha, aunque en los prados fertilizados hay una distribución mucho más homogénea, no superando ningún intervalo de valores un porcentaje de muestras superior al 21 %.

Son los suelos forestales de Fervenza y de Portodemouros y los prados naturales de Fervenza los que presentan un menor riesgo de pérdidas de P total a la dilución 1:1 (cuando el suelo comienza a saturarse en agua), como cabía esperar, pues en estos suelos no se produce aporte de fertilizantes y el contenido de P total es más bajo.

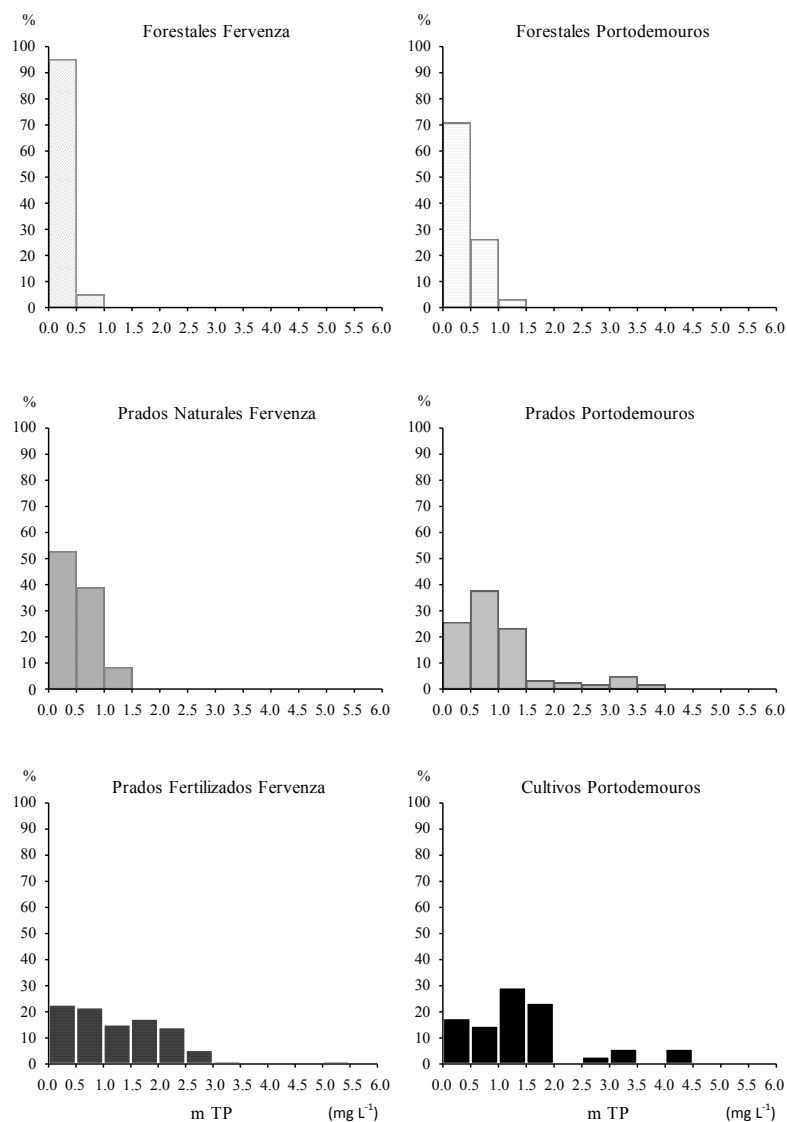


Figura 7.20.- Distribución de frecuencias de los valores de la ordenada (m) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de P total, en función de la dilución obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Análogamente a lo estudiado en el apartado anterior, la distribución de frecuencias de la ordenada (m) referida al MRP (Figura 7.21), para la dilución 1:1, presenta un incremento en la concentración de los valores de la ordenada a medida que aumenta la intensidad del manejo del suelo. Los suelos forestales de ambas áreas y los prados naturales de Fervenza presentan los valores más bajos; por el contrario, los cultivos de Portodemouros presentan un mayor riesgo inicial de pérdidas de MRP, pues es en estos suelos donde los valores de m son más elevados.

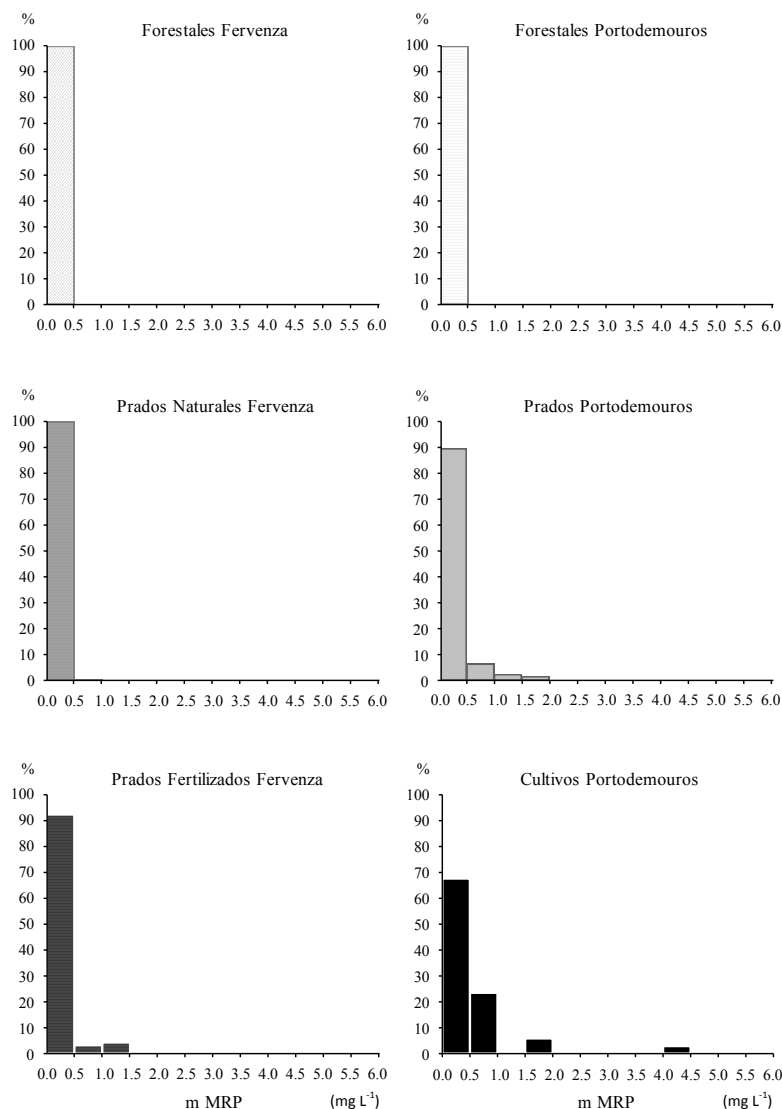


Figura 7.21.- Distribución de frecuencias de los valores de la ordenada (m) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de MRP en función de la dilución, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

El riesgo de pérdidas de P particulado cuando el suelo comienza a saturarse en agua es, para todos los usos del suelo y para las dos áreas estudiadas, más elevado que el riesgo de pérdidas de MRP, como muestra la distribución de frecuencias de los valores de la constante m del P particulado (Figura 7.22). A medida que se incrementa la intensidad del manejo del suelo, se produce un aumento en los valores del parámetro m del P particulado, poniendo de manifiesto la influencia del aporte de fertilizantes y de las prácticas agrícolas sobre la pérdida de P particulado, debido a la excesiva adición de fertilizantes y a la erosión que se produce por el manejo del suelo.

Los suelos de Portodemouros presentan un riesgo de pérdidas de P particulado más elevado que los suelos de Fervenza (Figura 7.22).

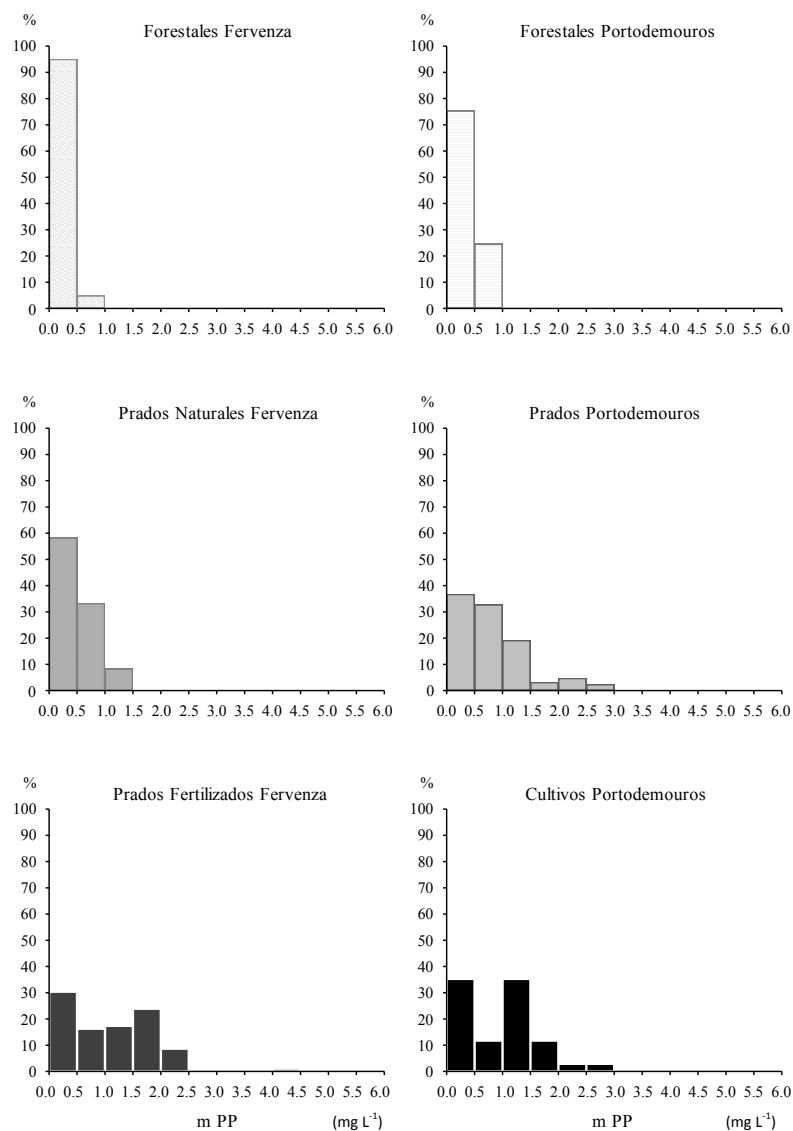


Figura 7.22.- Distribución de frecuencias de los valores de la ordenada (m) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de P particulado, en función de la dilución obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Los valores del parámetro n (que representa la pendiente de la ecuación considerada), se hacen más negativos a medida que se incrementa la intensidad del manejo del suelo, en ambas áreas y tanto para el P total, como para el MRP y el P particulado, como se pone de manifiesto en las Figuras 7.23, 7.24 y 7.25.

Hay que indicar que para el MRP los prados naturales de Fervenza presentan similares valores medios del parámetro n que los de los suelos forestales (Figura 7.24). Dado el significado de esta constante, hay que considerar que la concentración de P disminuiría de forma más rápida con la dilución en los suelos con mayor intensidad de manejo y, por lo tanto, con un mayor recubrimiento superficial de P o un mayor contenido en P lábil. En la Figura 7.23 se muestra la distribución de frecuencias de los valores del parámetro n del P total para los suelos bajo distintos usos de las dos áreas estudiadas.

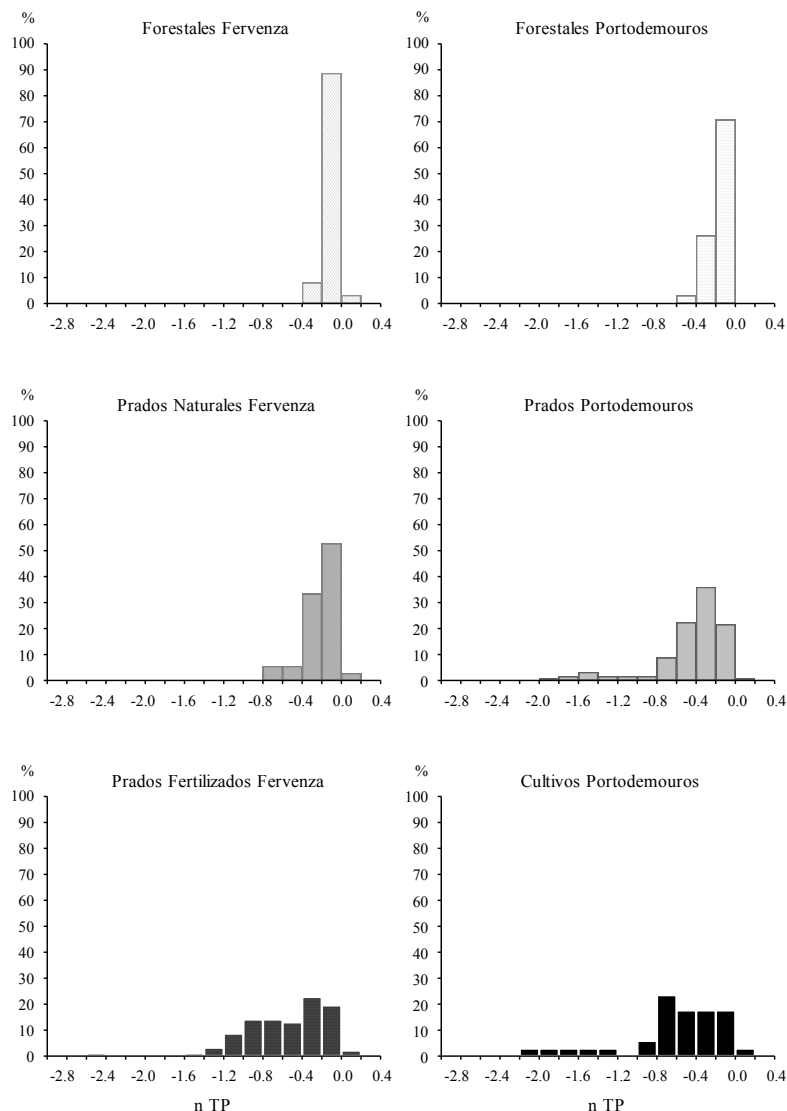


Figura 7.23.- Distribución de frecuencias de los valores de la pendiente (n) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de P total en función de la dilución, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

El parámetro n del P total (n TP) presenta una mayor amplitud de valores que el del MRP en las dos áreas estudiadas, tendiendo hacia valores más negativos con el aumento en la intensidad de manejo del suelo (Figuras 7.23 y 7.24). Las diferencias entre los valores de n de la desorción de TP para los distintos usos son más pronunciadas en los suelos de Portodemouros que en los de Fervenza. Así, en Portodemouros se produce un desplazamiento del máximo de la distribución hacia la izquierda, tanto en prados como en cultivos, mientras que en Fervenza sólo se observa el desplazamiento en los prados fertilizados; éstos, a pesar de presentar su máximo de la distribución más desplazado hacia la derecha que los suelos de cultivo, tienen un mayor porcentaje de muestras con valores más negativos, indicando que la concentración de P total disminuye más rápidamente en los suelos con mayor intensidad de manejo (Figura 7.23).

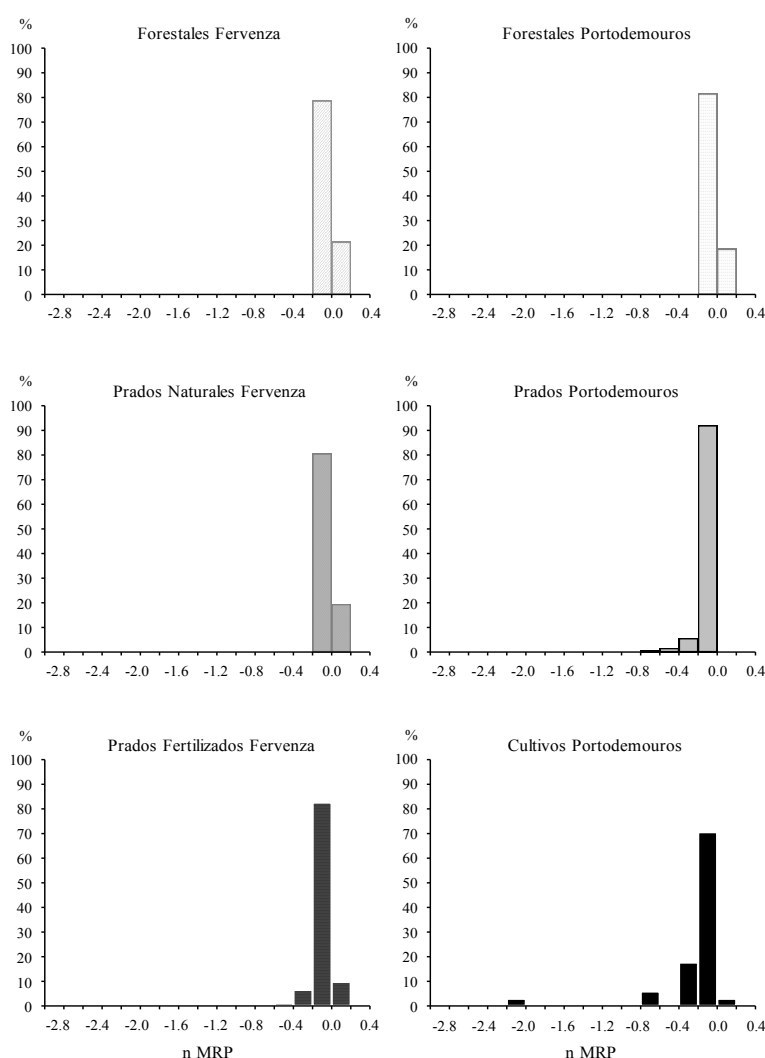


Figura 7.24.- Distribución de frecuencias de los valores de la pendiente (n) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de MRP en función de la dilución, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

Los suelos forestales de Portodemouros y los prados naturales de Fervenza presentan una distribución de frecuencias de los valores de n para TP muy similar, con valores más negativos que los suelos forestales de Fervenza en los que la concentración de P total disminuye más lentamente.

La pendiente n del ajuste de los datos de MRP (n MRP; Figura 7.24) no presenta desplazamiento del máximo de la distribución hacia la izquierda como sucedía en el apartado anterior para los valores de n TP, aunque a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo los valores de n MRP van siendo cada vez más negativos. Los prados naturales de Fervenza presentan un comportamiento muy similar a los suelos forestales de ambas áreas, siendo en estos suelos donde se aprecian los valores más altos de n , lo que indica que en ellos la disminución de la concentración de MRP es más lenta que en los suelos fertilizados.

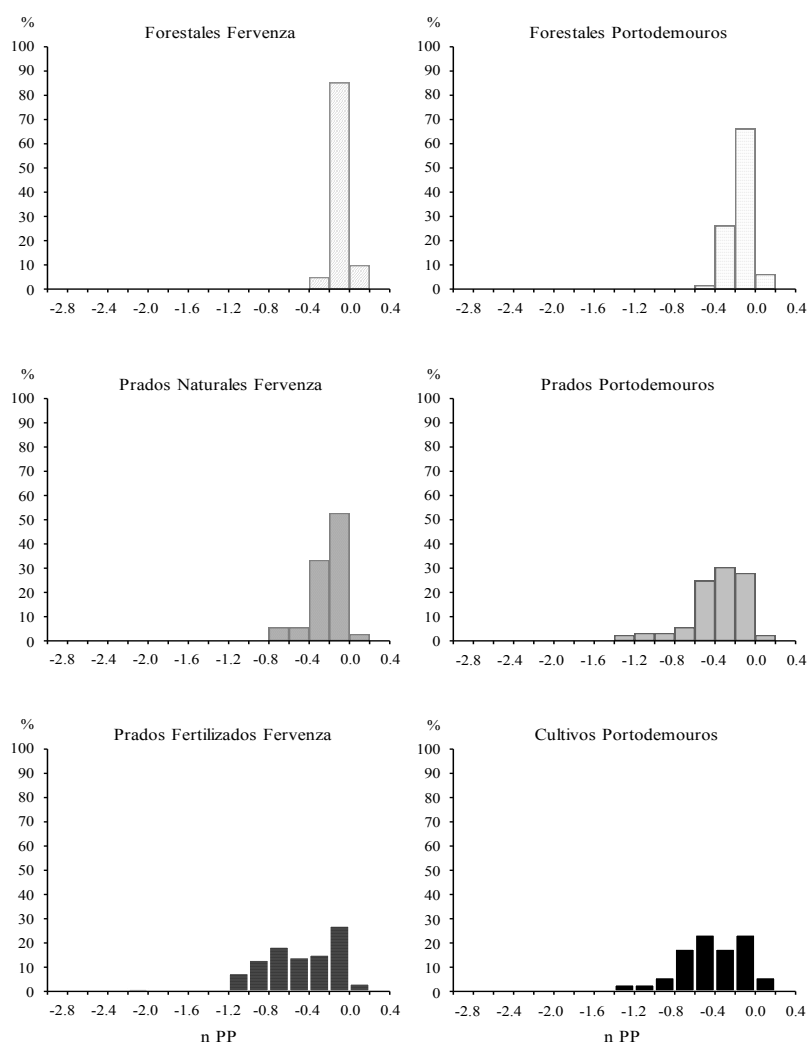


Figura 7.25.- Distribución de frecuencias de los valores de la pendiente (n) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de P particulado en función de la dilución, obtenidos para los suelos de diferentes usos de Fervenza y Portodemouros.

De forma similar, los prados de Portodemouros y los prados fertilizados de Fervenza presentan una distribución de frecuencias de los valores de n MRP muy similar, siendo los suelos dedicados a cultivo los que toman los valores más negativos y en los que la concentración de MRP disminuye más rápidamente (Figura 7.24), posiblemente como consecuencia de un mayor aporte de fertilizantes.

Los valores de la pendiente n para evaluar el riesgo de pérdidas de P particulado (n PP) en los suelos de Fervenza y Portodemouros (Figura 7.25) ponen de manifiesto la influencia del manejo del suelo sobre este parámetro, puesto que en las dos zonas estudiadas a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo, se pasa de una distribución en forma de J (con valores elevados en el extremo derecho) a distribuciones más simétricas, donde las frecuencias para los distintos intervalos de n son mucho más homogéneos. En Portodemouros, además, se produce un desplazamiento del máximo hacia la izquierda.

En general, los valores de n del P particulado son más negativos que los observados para este mismo parámetro en el caso del MRP (Figuras 7.25 y 7.24), lo que indica que las concentraciones de P particulado disminuyen más rápidamente que las de MRP al aumentar la dilución.

Tabla 7.6.- Valores medios y desviaciones de los valores de las propiedades que afectan el parámetro intensidad, para los suelos de diferentes usos en Fervenza y Portodemouros. Para cada área y para cada propiedad letras diferentes indican diferencias significativas entre los suelos bajo diferentes usos para un nivel de confianza del 99.5%.

	Fervenza			Portodemouros		
	S. forestales	Prados naturales	Prados fertilizados	S. forestales	Prados	Cultivos
1:100						
MRP	0.02±0.01a	0.03±0.03b	0.07±0.07c	0.02±0.02a	0.06±0.06b	0.09±0.09b
PP	0.02±0.02a	0.04±0.02b	0.07±0.05c	0.04±0.03a	0.07±0.04b	0.09±0.06b
TP	0.04±0.02a	0.07±0.03b	0.14±0.10c	0.06±0.02a	0.13±0.09b	0.19±0.10c
1:20						
MRP	0.02±0.02a	0.04±0.03a	0.11±0.14b	0.03±0.03a	0.10±0.15b	0.22±0.32c
PP	0.08±0.05a	0.19±0.13b	0.42±0.27c	0.15±0.09a	0.34±0.22b	0.42±0.25b
TP	0.10±0.06a	0.23±0.13b	0.53±0.35c	0.18±0.09a	0.44±0.33b	0.64±0.42b
m						
MRP	0.04±0.04a	0.05±0.05a	0.19±0.26b	0.04±0.07a	0.18±0.31b	0.45±0.80c
PP	0.18±0.14a	0.47±0.34b	1.07±0.74c	0.36±0.24a	0.83±0.59b	0.99±0.70b
TP	0.22±0.14a	0.52±0.35b	1.25±0.89c	0.40±0.24a	1.00±0.81b	1.44±1.10c

Las propiedades del suelo que conforman el parámetro intensidad (concentración de P en la solución del suelo) se recogen en la Tabla 7.6, reflejando de forma inequívoca, para las dos

áreas estudiadas, el incremento que se produce en todas ellas a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo.

La acumulación del *pool* de P en el suelo condujo a un riesgo creciente de pérdidas de P. Una gran cantidad de estudios tratan de determinar la relación entre el estado de P en el suelo y las pérdidas de P al agua.

El incremento en los valores obtenidos para los tests de P del suelo representa un enriquecimiento en la concentración de P en el agua de escorrentía; sin embargo, la relación entre el test de P del suelo y el P en solución varía de acuerdo a las condiciones de manejo y tipo de suelo. El aporte del suelo al enriquecimiento de P en el agua es menor bajo prados que para terrenos con otros cultivos establecidos (Ramírez, 2005). Esta diferencia puede deberse a la menor interacción del agua de escorrentía con la superficie del suelo, debido a la mayor cobertura y protección de la superficie que ofrecen los prados (Sharpley, 1985). Sin embargo, aplicaciones recientes de fertilizante inorgánico o estiércol tienen una tendencia opuesta, particularmente cuando la aplicación se realiza sobre la superficie sin incorporación alguna.

Para un nivel de P en el suelo, la concentración de P en el flujo puede estar influenciada por el tipo de suelo, ya que las diferencias en la capacidad de retención de P del suelo varía con los niveles de arcilla, óxidos de Fe y Al, carbonatos y el contenido de materia orgánica (Schroeder *et al.* 2004). El contenido de P en el suelo, evaluado a través de un test de P del suelo, se relaciona cuantitativamente con la concentración de P disuelto en el agua de escorrentía pero, sin embargo, no indica la masa total de P ni el volumen de escorrentía que se puede generar para un conjunto de condiciones específicas. La cantidad de P total que se pierde en un suelo depende de la concentración de P en el agua de escorrentía y del volumen de agua que fluye (Sotomayor *et al.*, 2003).

7.5. Evolución anual de algunos parámetros del P

Tras las comparaciones establecidas entre Fervenza y Portodemouros en el apartado anterior, se realizará ahora un estudio comparativo de la evolución anual de algunos de los parámetros de P más representativos para los suelos bajo diferentes usos. De este modo se podrá concluir si los distintos parámetros evolucionan de forma similar o no en ambas localizaciones geográficas.

Los resultados obtenidos para ambas cuencas, a pesar de las obvias diferencias observadas entre ellos, presentan ciertas características comunes que permiten generalizar la influencia del uso del suelo en los riesgos de pérdida de fósforo y su paso a los cursos de agua.

En ambas zonas, los suelos forestales presentan un comportamiento muy similar. El contenido de fósforo extraído con bicarbonato es muy constante a lo largo de todo el año y siempre se mantiene en valores bajos, como corresponde a suelos no fertilizados (Figura 7.26).

La dinámica anual queda marcada, en aquellas ocasiones en que ha sido factible ponerla de manifiesto, por la presencia de un contenido ligeramente mayor, sobre todo del fósforo inorgánico, durante los meses de verano, reflejando posiblemente los procesos de mineralización de los restos orgánicos que llegan al suelo y la mayor actividad biológica del mismo debido a causas climáticas, ya que no hay que olvidar que la vegetación arbórea protege al suelo durante los meses estivales de una fuerte insolación, previniendo la desecación edáfica y favoreciendo, por tanto, que el periodo de actividad de los microorganismos se prolongue durante el verano.

De forma similar a lo observado en las dos áreas estudiadas, distintos autores han indicado que en suelos con textura gruesa las concentraciones de P extraído con bicarbonato presentan los valores mínimos durante el invierno y los máximos durante el verano (Weaver *et al.*, 1988; Magid y Nielsen, 1992). Por el contrario, Jensen *et al.* (1998) encuentran que en suelos con textura fina los valores máximos de P en el suelo se dan en invierno y los mínimos en verano, lo que interpretan que puede ser debido a que las concentraciones de P pueden variar por la reducción y liberación de P procedente de los hidróxidos férricos durante los meses en los que el suelo permanece saturado en agua.

Hay que tener en cuenta que los procesos de mineralización incluyen procesos biológicos y bioquímicos. La mineralización biológica ocurre cuando el fósforo inorgánico intracelular es liberado a la solución al morir los microorganismos y cuando los compuestos orgánicos son hidrolizados sobre las superficies externas de las membranas celulares en respuesta a la demanda por los microorganismos, que necesitan el P como fuente de energía (Burns, 1982). La hidrólisis, que proporciona P inorgánico a partir del P orgánico, es una reacción catalizada por las enzimas genéricamente llamadas fosfatasas (Sanyal y DeDatta, 1991). La producción de fosfatasas por las raíces o por microorganismos es una estrategia eficiente para la absorción de P por las plantas. La actividad enzimática varía en función de las propiedades del suelo (pH, contenido de agua, carga superficial, condiciones redox, textura, etc.). La sorción de enzimas sobre las arcillas, óxidos o sustancias húmicas, puede cambiar la conformación de las mismas y reducir su actividad, aunque esto no siempre ocurre así (Dick y Tabatabai, 1987).

La mineralización bioquímica del P está regida por la exoenzima fosfatasa. Dado que la funcionalidad de las exoenzimas puede permanecer estable por sorción y asociación sobre los compuestos del suelo, la mineralización bioquímica puede ocurrir en ausencia de actividad biológica (Seeling y Zasoski, 1993; Arzuaga *et al.*, 2005). Se sabe que los microorganismos del suelo pueden tomar P de la incorporación de materia orgánica o como respuesta a cambios fisiológicos causados por las fluctuaciones de humedad u otras variaciones (Tiessen *et al.*, 1994). Estos condicionamientos hay que tenerlos presentes cuando se hace el estudio de la evolución anual del P extraído con bicarbonato, tanto del orgánico como del inorgánico.

En el área de Portodemouros se observa también un ligero aumento de la cantidad de P orgánico extraído con bicarbonato en el mes de febrero (Figura 6.39, sección Resultados),

variación que puede atribuirse a una menor mineralización durante el invierno, debido a las bajas temperaturas del suelo (Picone y Zamuner, 2002). El P orgánico proviene de restos vegetales y animales que al ser degradados por los microorganismos del suelo liberan compuestos fosfatados. El P orgánico constituye del 29 al 65 % del P total en los horizontes superficiales del suelo (Harrison, 1987), la mayoría en compuestos de bajo peso molecular (Condon y Goh, 1989). El P orgánico extraíble con NaHCO_3 compone la fracción orgánica lábil que estaría disponible para las plantas o microorganismos en un período de tiempo corto, del orden de días o semanas (Cross y Schlessinger, 1995). Halm *et al.* (1972) encontraron que el P orgánico lábil extraíble con 0.5 M NaHCO_3 se correlacionaba positivamente con la actividad de la enzima fosfatasa y con el tamaño de la población microbiana.

El P orgánico está compuesto por varias fracciones, desde las más lábiles hasta las más resistentes a la mineralización. No obstante, el componente orgánico central del ciclo del P en el suelo es el que se conoce como P de la biomasa microbiana (Stewart y Tiessen, 1987), que es el P que forma parte de los microorganismos del suelo, por lo que es una fracción lábil controlada por factores ambientales y por aquellos relacionados con el manejo de los suelos. Los cambios estacionales indican que el almacenamiento y la liberación de P por parte de los microorganismos del suelo influyen en la cantidad de P disponible.

No obstante, a pesar de que el nivel de fósforo asimilable se mantiene prácticamente constante a lo largo de todo el año, puede observarse que la desorción de P varía con los meses del año, sobre todo la desorción a la relación de extracción 1:20. El análisis detallado de las gráficas descritas en la sección de Resultados (Figuras 5.47 y 6.47) pone de manifiesto que el comportamiento en la desorción de P de los suelos forestales viene determinado por la variación del fósforo particulado desorbido, ya que el MRP es en los suelos de ambas cuencas prácticamente constante durante todo el período de estudio. El fósforo particulado tiende a incrementarse durante el período de primavera y verano (Figura 7.27), sugiriendo que durante estas épocas las fuerzas de unión entre las partículas del suelo son más débiles que en otros momentos del año, lo que genera una mayor ruptura de los agregados y un mayor riesgo de pérdida del P. Podría pensarse que durante esta época dominan, a la hora de generar la estructura del suelo o la forma de fragmentación debido al secado, los procesos metabólicos productores de estabilizantes transitorios y efímeros, frente a los procesos abióticos, que posiblemente serán más determinantes de la estabilidad de los agregados al generar uniones más intensas y que, según lo visto, se producirían fundamentalmente durante el otoño y el invierno (Figura 7.27), épocas del año en las que la pérdida de fósforo particulado es mínima.

Los índices de saturación apenas presentan variaciones en ambas cuencas, lo que indica que el riesgo de pérdida de P en los suelos forestales es mínimo durante todo el período de estudio (Figura 7.28). Este ciclo anual explica también las oscilaciones existentes en los prados naturales, escasamente fertilizados, que se presentan mayoritariamente en la zona de Fervenza.

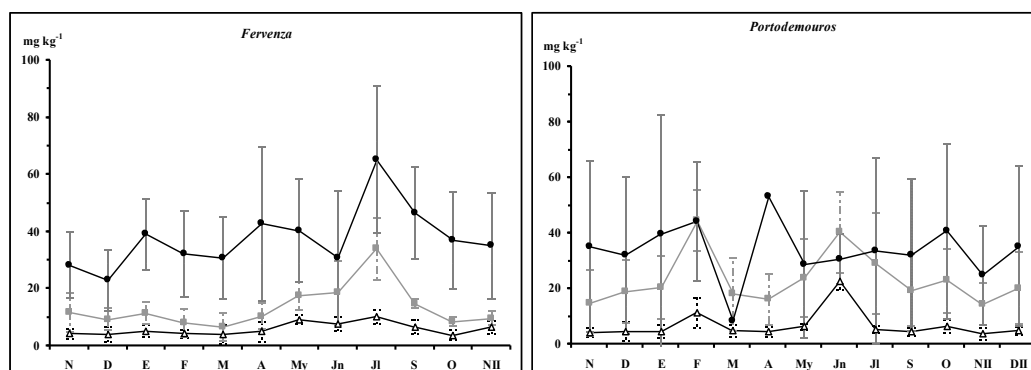


Figura 7.26.- Evolución anual de la concentración de P total extraído con bicarbonato, para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza (izqda) y Portodemouros (dcha).

En estos suelos, a diferencia de los forestales, se observa una clara variación anual en los contenidos de P extraído con bicarbonato, sobre todo en lo que respecta al P total y al P orgánico, que muestran varios picos a lo largo del año, mientras que los contenidos de P inorgánico apenas presentan un ligero hombro durante el periodo estival (Figura 5.39 sección Resultados).

Las variaciones de P total y de P orgánico hay que atribuir las a ligeras fertilizaciones, posiblemente con productos orgánicos residuales (estiércoles o purines espesos). Aunque estas variaciones en el parámetro cantidad apenas modifican el comportamiento del P desorbido a la dilución 1:100, sí modifican el comportamiento del P desorbido a la relación 1:20, sobre todo en lo que respecta al P particulado (Figura 7.27), ya que a lo largo del año se aprecian diferentes picos en los periodos de marzo hasta junio, previsiblemente relacionados con esas posibles fertilizaciones orgánicas. Es muy probable que ese incremento en el P particulado corresponda a productos derivados de la fertilización, que todavía no han podido sufrir mineralización en el suelo o estabilización por reacción con los componentes edáficos.

Los valores de los índices de saturación (Figura 7.28) se ven incrementados en los meses comprendidos entre abril y septiembre, posiblemente como consecuencia de la fertilización, que provoca el que exista una mayor cantidad de P en el suelo, aumentando el riesgo de que se produzcan pérdidas a las aguas circundantes en los meses estivales. Las partículas más pequeñas contienen una mayor concentración de P que las partículas grandes, erosionándose selectivamente durante la escorrentía (McDowell *et al.*, 2001).

Más acusados son los cambios que presenta el ciclo anual en los suelos dedicados a prados con altos niveles de fertilización tanto de Fervenza como de Portodemouros.

La concentración de P inorgánico del suelo varía de forma estacional en función del uso del suelo y de la cubierta vegetal (McDowell *et al.*, 2001). Tal variación estacional podría afectar a la sincronización del muestreo del suelo que se realice para determinar los requisitos del fertilizante, la cantidad de P disponible para la planta y la pérdida de P (superficial o subsuperficial). Magid y Nielsen (1992) concluyeron que los cambios fisicoquímicos del suelo asociados a la humedad del mismo pueden enmascarar el ciclo biológico de la fauna del suelo.

El P total extraído con bicarbonato ofrece diferentes picos a lo largo del año poniendo en evidencia las labores de fertilización. Los picos que presentan los prados fertilizados de Fervenza se observan en los meses de enero, abril y julio, mientras que en los prados de Portodemouros se presentan en febrero y junio (Figura 7.26). Hay que destacar que los modelos de variación suelen ser sincrónicos para el P total y el P orgánico, mientras que los picos del P inorgánico se encuentran desplazados un mes, más o menos, en relación a los máximos del P orgánico (Figuras 5.39 y 6.39 sección Resultados). Esta tendencia sugiere que el fósforo aportado en las fertilizaciones es mayoritariamente de carácter orgánico o asociado a restos macromoleculares y que hasta su posterior mineralización no sería factible su disponibilidad como P inorgánico. En general, los prados fertilizados de Fervenza presentan cantidades de P total extraíble con bicarbonato más elevadas que los prados de Portodemouros a lo largo del período de estudio. Además, los valores de las desviaciones estándar de los valores obtenidos para los prados fertilizados de Fervenza son muy elevados, lo que pone de manifiesto que en esta área no se produce una fertilización sincronizada, sino que la adición de fertilizantes es aleatoria, produciéndose fertilizaciones esporádicas en estos suelos a lo largo de todo el año.

En ambas áreas la desorción de P a la relación de extracción 1:100 apenas presenta oscilaciones a lo largo del año tanto para el MRP como para el P particulado. Tendencia que cambia a la relación suelo:agua 1:20, pues se observa un incremento en la desorción de MRP, pero fundamentalmente en el P particulado (Figura 7.27). La pérdidas de P particulado en los suelos de prado están fuertemente influenciadas por el aumento en la erosión del suelo como consecuencia, muy probablemente, del pisoteo del ganado principalmente en el período de más precipitaciones cuando el suelo está saturado en agua. Se ha puesto de manifiesto en muchos estudios que en los suelos donde pasta el ganado se produce un aumento sustancial de sedimentos en la escorrentía (Sharpley y Syers, 1976; Lambert *et al.*, 1985; Nguyen *et al.*, 1998).

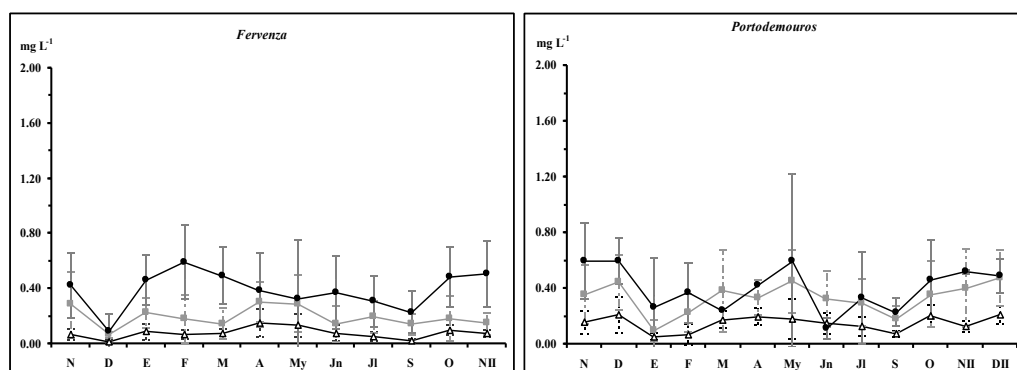


Figura 7.27.- Evolución anual de la concentración de PP 1:20 para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza (izqda) y Portodemouros (dcha).

Las pérdidas más altas ocurren en invierno y cuando los suelos están más saturados en agua, ya que entonces los volúmenes de pérdidas son más altos y el daño que produce el pisoteo

del ganado más extremo (Lambert *et al.*, 1985; Elliott *et al.*, 2002). Distintos estudios han demostrado cómo al aumentar la erosión la proporción de P particulado exportado por escorrentía también aumenta (Sharpley *et al.*, 1993, 1994).

Mientras que la concentración de sólidos en suspensión en el agua de escorrentía se incrementa, la concentración de P disuelto tiende a disminuir debido a la adsorción sobre el material suspendido (Sharpley *et al.*, 1981; McDowell *et al.*, 2003). La proporción de las pérdidas de P disuelto en períodos más secos está influenciada por factores tales como la lixiviación de P soluble del material de la planta (Sharpley *et al.*, 1992, 1995), la entrada más baja de P en la solución del suelo por las plantas (Rajan, 2002) y por la descomposición de los microorganismos del suelo (Turner y Haygarth, 2001).

De forma análoga a lo observado en Fervenza y Portodemouros, el P particulado es la forma de P transportada que predomina en el agua de escorrentía en numerosos estudios realizados en prados de Nueva Zelanda (Lambert *et al.* 1985; Hart *et al.*, 2004).

A pesar de los resultados de estudios tales como éstos, a menudo se encuentran investigaciones en los que la mayoría del P desorbido en suelos de prado está en la fracción disuelta de P (Sharpley *et al.*, 1994, 2000; Nash y Murdoch, 1997). Tham (1983) midió la cantidad anual de P exportado de un prado con una suave pendiente, correspondiendo el 70 % del P total desorbido a formas disueltas de P, a pesar de que el agua de escorrentía contenía una elevada cantidad de sólidos en suspensión (hasta 2000 mg L⁻¹).

En un estudio realizado en el sur de Australia se observó que el P desorbido en suelos de prado con abundante pasto presentaba concentraciones más elevadas de MRP que de P particulado en 17 de los 22 puntos de muestreo estudiados, existiendo dos lugares donde eran prácticamente iguales las proporciones de MRP y de P particulado (Fleming y Cox, 2001).

Vollmer *et al.* (2001, 2002) comparan los valores de P en el agua de escorrentía, obtenidos con precipitaciones simuladas y naturales, en dos prados cerca de Zurich (Suiza) que presentaban elevados valores de P Olsen (69 y 126 mg kg⁻¹) y encontraron que la fracción principal en las aguas de escorrentía era el P disuelto, con valores medios del 69 % y del 64 % en los dos sitios. El hecho de que exista tal divergencia en los resultados obtenidos en diferentes investigaciones con respecto a las cantidades relativas de las diversas fracciones de P desorbido, se puede explicar tomando como referencia investigaciones llevadas a cabo en períodos de tiempo muy largos y donde las medidas han sido realizadas de manera regular durante el período de estudio (Hart *et al.*, 2004). Algunos de estos estudios han encontrado, en un área determinada, que la proporción de P disuelto con respecto al P particulado varía perceptiblemente con la estación del año. Así, Cooke (1988) encontró que el P particulado era la forma dominante en la escorrentía durante los meses del invierno y de la primavera, pero que el P disuelto se convirtió en los meses de verano y otoño en la fracción dominante. Fleming y Cox (1998) concluyeron que la duración del período de saturación del suelo por el agua parecía tener un efecto en la proporción de P

exportado como P disuelto o como P particulado, estando durante el invierno las pérdidas de P dominadas por el P particulado.

La evolución anual de la desorción de P particulado, tanto en Fervenza como en Portodemouros, difiere de la observada para el P total extraído con bicarbonato (Figuras 7.27 y 7.26, respectivamente), dejando constancia de la insuficiencia de los tests agronómicos del suelo para evaluar el riesgo de pérdidas de fósforo.

En los prados de Portodemouros se incrementa la desorción de P particulado en los meses de junio y julio, siendo moderadas las desviaciones en los valores de los distintos suelos. En los prados fertilizados de Fervenza la desorción de P particulado es más elevada que para los prados de Portodemouros a lo largo de todo el año. Además, se produce un aumento progresivo desde el mes de diciembre hasta el mes de junio, en el que se alcanza el pico más elevado del año (Figura 7.28). La desorción de P decrece en los meses de marzo y junio (comienzo de la primavera y del verano). Las desviaciones son muy elevadas, lo que indica que el rango de valores de la desorción de P en estos suelos es muy amplio a lo largo de todo el año.

Finalmente, en el caso de los suelos dedicados al cultivo, y estudiados única y exclusivamente en el área de Portodemouros, hay que señalar que a lo largo del año suelen presentar, similarmente a cómo lo mostraban los prados altamente fertilizados, diferentes picos en los valores de P total extraído con bicarbonato (Figura 7.26). Más concretamente, esos picos se manifiestan en lo que respecta al P total e inorgánico en febrero y abril y, sin duda, reflejan la labor de una fertilización tanto basal, de inicio del año agrícola, como de cobertera. Además, se vuelve a mostrar un nuevo pico para el P total y para el P orgánico en octubre (Figura 6.39, sección Resultados). Este último sin duda debido a una fertilización orgánica, mientras que los anteriores reflejarían fertilizaciones inorgánicas.

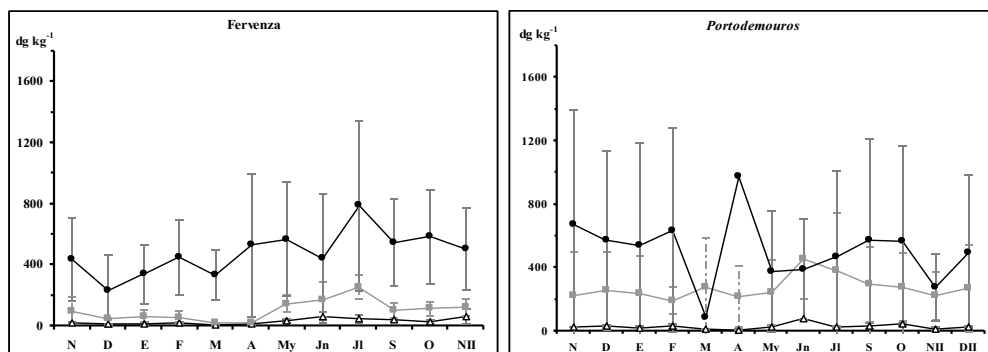


Figura 7.28.- Evolución anual de la concentración del PSD-4 para los suelos bajo diferentes usos en Fervenza (izqda) y Portodemouros (dcha).

Hay que indicar que los suelos de cultivo de Portodemouros presentan cantidades más elevadas de P inorgánico que de P orgánico (este representaría 1/3 del P total) debido al aporte de fertilizantes inorgánicos que reciben y a que, en general, los cultivos favorecen la mineralización del P orgánico (Gaynor y Findlay, 1995). Además, la evolución que presenta el P total a lo largo

del período de estudio difiere de la observada en los suelos forestales y en los prados de esta misma área (Figura 7.26). En los distintos puntos de muestreo, las fertilizaciones tienen lugar de manera aleatoria, como sugieren los elevados valores obtenidos en las desviaciones estándar. Tal serie de fertilizaciones y de modificaciones en el contenido de P asimilable de estos suelos se manifiesta en los comportamientos complejos del P desorbido a las diferentes relaciones suelo:agua. Así, para la relación 1:100 está claro un pico de desorción de MRP en abril, sincrónico con un pico en el contenido en P bicarbonato, aunque para esta relación todavía la cooperación del MRP y del P particulado a la desorción del P total es similar (Figuras 6.46 y 6.39 sección Resultados).

Sin embargo, para la relación 1:20, ya se puede apreciar que quien domina la desorción es el P particulado. Así, mientras la desorción de MRP se incrementa durante los meses de invierno, alcanzando un pico en febrero (aunque con unas elevadísimas desviaciones), el P particulado presenta fluctuaciones continuas a lo largo del año (Figura 7.27), obteniéndose la mayor concentración de P particulado en el mes de mayo, aunque también es destacable la desorción que se produce durante los meses de noviembre y diciembre. Tanto el P total, como el MRP o el P particulado presentan diferentes picos a lo largo del año y en general relacionados en el tiempo con los picos observado en el P bicarbonato (Figuras 6.47 y 6.39 sección Resultados). Las tareas agrícolas propias de los suelos de cultivo pueden afectar a la cantidad de P perdido por lixiviación y drenaje como consecuencia de la interrupción de los caminos preferenciales del flujo.

Numerosos investigadores encuentran que en los suelos de cultivo la pérdida de P se produce mayoritariamente como P particulado, esto es, como P unido generalmente a partículas erosionadas del suelo como consecuencia de las prácticas agrícolas (Schuman *et al.*, 1973; Sharpley *et al.*, 1993; Hodgkinson, 1996; Catt *et al.*, 1998; Cox y Hendricks, 2000).

Hansen *et al.* (2000) estudiaron, en suelos cultivados con diferentes sistemas de arado en Minnesota, las pérdidas de P y de sedimentos en la escorrentía producida por el deshielo y, en contraste con lo que cabía esperar al tratarse de un suelo cultivado, la forma de P predominante en el agua de escorrentía era el P disuelto, siendo el 75 % del P total. Las diferencias encontradas entre las concentraciones medias de P total desorbido (1.3, 1.1 y 0.4 kg ha⁻¹) se atribuyeron al mayor volumen del agua de escorrentía durante el deshielo, a la acumulación de P en la superficie y a la lixiviación de P procedente de las grandes cantidades de residuo de la cosecha al aplicar el arado de cincel y el arado de surcos.

En los suelos de cultivo de Portodemouros, el riesgo de pérdidas de P es elevado durante todo el período de estudio, como evidencian las elevadas desviaciones encontradas en los valores obtenidos para estos suelos, lo que implica un riesgo medioambiental importante, puesto que las pérdidas de P de los suelos agrícolas contribuyen a la eutrofización de los sistemas de agua dulce. Además de pérdidas a través de la salida superficial, cobra cada vez más importancia el transporte de P mediante la lixiviación. Los niveles crecientes de P en suelos de cultivo han destacado la

necesidad de establecer una relación entre la lixiviación de P y los niveles reales de P en el suelo (Djodjic *et al.*, 2004).

En definitiva, mientras que en los suelos forestales y en los prados de baja intensidad de manejo apenas se producen variaciones a lo largo del año en la desorción de P, en los prados con elevada fertilización y en los suelos de cultivo pueden producirse diferentes momentos a lo largo del año en los que el riesgo de desorción del P sea muy elevado. En suelos dedicados a prados el riesgo lo proporciona la desorción de P particulado, mientras que en los suelos de cultivo ese riesgo está asociado tanto al MRP como al P particulado.

Para reducir el paso de P a las aguas circundantes hay que tener en cuenta que el transporte de P disuelto en el agua de escorrentía y en el flujo subsuperficial comienza con la desorción, la disolución y la extracción de P del suelo y del material de las plantas. En la escorrentía, estos procesos tienen lugar cuando las precipitaciones interaccionan con una fina capa de la superficie del suelo (1-5 cm). Aunque es difícil cuantificar en el campo esta profundidad, se la denomina "profundidad eficaz de la interacción" y varía en función de la intensidad de la precipitación, la labranza del suelo y la cubierta vegetal (Smith *et al.*, 1993).

Las pérdidas de P por escorrentía están influenciadas por el uso de fertilizantes inorgánicos o de abonos orgánicos y depende de la época del año, método de uso, forma del fertilizante, tiempo tras la aplicación, intensidad y duración de la precipitación, la pendiente, la temperatura el tipo de suelo y de labranza y de la vegetación.

La labranza continuada, nivelando las regueras cóncavas podría inducir una erosión adicional, mientras que la pérdida de tierra vegetal rica en materia orgánica reduce la capacidad de retención de agua del suelo, induce la erosión por el viento y requiere aportes de fertilizante para mantener la fertilidad en el suelo restante (Sharpley *et al.*, 1995). La labranza conservadora deja cerca del 30 % del residuo de la cosecha en la superficie del suelo y ha sido adoptada por muchos granjeros para reducir al mínimo el deterioro del suelo. Dejar un residuo de la cosecha en la superficie del suelo disipa energía de la precipitación, produce un aumento en la infiltración y por tanto provoca la reducción de la escorrentía y del transporte de agregados y del P particulado. La pérdida de fósforo puede reducirse al mínimo si el abono se aplica bajo la superficie del suelo (McDowell *et al.*, 2001).

Dado el impacto medioambiental de las distintas formas de P, MRP y P particulado, sería conveniente una labor de vigilancia, de forma que se evitase la coincidencia temporal de fertilización en suelos muy próximos entre sí. De esta manera, el riesgo de contaminación de los cursos de agua disminuiría de forma considerable.

7.6. Relación entre los diferentes parámetros de P y las propiedades generales del suelo

Tras evaluar los parámetros de cantidad e intensidad de P en el suelo, se comprobará la relación que existe entre algunos parámetros de intensidad de P y otros parámetros evaluados, mediante el estudio de las correlaciones que se muestran en la Tabla 7.7.

De acuerdo con los datos recogidos en la Tabla 7.7, en el área de Fervenza los suelos forestales apenas presentan correlaciones significativas con las formas de P desorbido para la relación suelo:agua 1:20. Tan solo el P total y el MRP se correlacionan negativamente con el $\ln a$ (ordenada de la isoterma de Freundlich), parámetro relacionado con la capacidad para adsorber P. El P total, además, se correlaciona negativamente con la suma de óxidos extraíbles.

Los prados siguen la misma tendencia para el P total que la observada en los suelos forestales, pues existe una correlación negativa tanto con los óxidos de Fe y Al, como con el $\ln a$. Cabe destacar que los coeficientes obtenidos en este caso son ligeramente más elevados. Sin embargo, las correlaciones que presenta el MRP desorbido en los prados naturales no coinciden con las encontradas en los suelos forestales, ya que se obtienen correlaciones significativas entre el MRP y el P inorgánico disponible, y entre el MRP y los valores de saturación de fósforo; concretamente, se encuentran correlaciones positivas con los 4 índices estudiados, presentando unos coeficientes bastante elevados en todos los casos (varían entre 0.56 y 0.71). A diferencia del MRP, el P particulado sólo presenta una correlación negativa con el $\ln a$.

A medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo, se producen más correlaciones entre las distintas formas de P desorbido y las propiedades estudiadas. Así, el P total en los prados fertilizados se correlaciona negativamente con el $\ln a$ y positivamente con la cantidad de P total disponible, así como con los índices de saturación. Destaca el hecho de que no exista una correlación significativa entre el P total y la suma de óxidos extraíbles, tal y como sucedía en los suelos forestales y en los prados naturales, pues la suma de óxidos extraíbles es una propiedad fuertemente modificada por el uso del suelo. La desorción de MRP en los prados fertilizados se correlaciona negativamente con la suma de Fe y Al y con el $\ln a$ y de forma positiva con el P inorgánico disponible, así como con los índices del grado de saturación. La correlación significativa entre los 4 índices del grado de saturación se observa también al evaluar el P particulado, presentando además una correlación negativa con el $\ln a$, de forma similar a lo encontrado para los prados naturales. Hay que indicar que en los suelos de Fervenza al hacer las correlaciones de todos los suelos, independientemente de la intensidad del manejo y a diferencia de los casos anteriores, las formas de P total y de P particulado están negativamente correlacionadas con la cantidad de C total y de N total y, además, el P particulado también presenta una correlación negativa con la suma de Al y Fe. Tanto la materia orgánica como la cantidad de óxidos extraíbles son propiedades fuertemente modificadas por el uso del suelo.

Tabla 7.7.- Correlaciones de diversas propiedades del parámetro intensidad con respecto al parámetro cantidad y a las propiedades generales de los suelo obtenidas para los suelos de diferentes usos en Fervenza y Portodemouros, así como para todos los suelos de cada una de las cuencas y la totalidad de suelos estudiados (415).
*Valores de los coeficientes cuando las correlaciones son significativas para $p < 0,001$

	FERVENZA				PORTODEMOUROS				Fervenza + Portodemouros (415)
	Forestales (62)	Prados naturales (36)	Prados fertilizados (93)	Todos (191)	Forestales (65)	Prados (125)	Cultivos (34)	Todos (224)	
TP (1:20)									
C total	ns	ns	ns	-0.36	ns	ns	ns	ns	-0.26
N total	ns	ns	ns	-0.23	ns	ns	ns	ns	-0.18
Al + Fe	-0.49	-0.53	ns	-0.30	ns	ns	ns	-0.28	-0.30
P total bic	ns	ns	0.44	0.63	ns	0.46	0.72	0.65	0.62
Ln a	-0.43	-0.59	-0.62	-0.55	ns	-0.59	-0.62	-0.51	-0.51
PSD-1	ns	ns	0.52	0.66	ns	0.55	0.72	0.69	0.67
PSD-2	ns	ns	0.54	0.66	ns	0.65	0.73	0.74	0.70
PSD-3	ns	ns	0.56	0.70	ns	0.58	0.75	0.71	0.70
PSD-4	ns	ns	0.56	0.70	ns	0.66	0.74	0.74	0.71
MRP (1:20)									
C total	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	-0.16
N total	ns	ns	ns	ns	ns	ns	0.55	ns	ns
Al + Fe	ns	ns	-0.39	-0.30	ns	ns	ns	-0.24	-0.27
P inorg bic	ns	0.65	0.39	0.51	ns	0.61	0.72	0.70	0.56
Ln a	-0.41	ns	-0.59	-0.40	ns	-0.61	-0.65	-0.41	-0.36
PSD-1	ns	0.56	0.56	0.61	ns	0.60	0.68	0.67	0.66
PSD-2	ns	0.66	0.54	0.60	ns	0.67	0.71	0.72	0.70
PSD-3	ns	0.62	0.55	0.61	ns	0.64	0.75	0.72	0.65
PSD-4	ns	0.71	0.50	0.59	ns	0.69	0.76	0.75	0.65
PP (1:20)									
C total	ns	ns	ns	-0.39	ns	ns	ns	ns	-0.27
N total	ns	ns	ns	-0.24	ns	ns	ns	ns	-0.17
Al + Fe	ns	ns	ns	-0.30	ns	ns	ns	-0.24	-0.24
P org bic	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	0.16
Ln a	ns	-0.51	-0.51	-0.40	ns	-0.48	ns	-0.45	-0.48
PSD-1	ns	ns	0.40	0.58	ns	0.43	ns	0.52	0.52
PSD-2	ns	ns	0.43	0.59	ns	0.53	ns	0.55	0.55
PSD-3	ns	ns	0.45	0.61	ns	0.44	ns	0.52	0.58
PSD-4	ns	ns	0.48	0.59	ns	0.53	ns	0.53	0.59

En Portodemouros, en los suelos forestales, no se observan correlaciones significativas entre la desorción de P y las propiedades estudiadas. Esta tendencia cambia al aumentar la intensidad de manejo del suelo, puesto que la desorción de P total está positivamente correlacionada con el P total disponible para las plantas y con los 4 índices de saturación, tanto en los suelos dedicados a prado como en los dedicados a cultivo y, además, los suelos de ambos usos presentan correlaciones negativas con el *Ln a*.

La concentración de MRP desorbido en los suelos de Portodemouros se correlaciona positivamente con el P inorgánico extraído con bicarbonato, así como con los 4 índices del grado de saturación, y negativamente con el *Ln a* en los suelos de prado y en los suelos de cultivo. Tan sólo difieren los suelos de ambos usos en que, además, en los suelos de cultivo se observa una correlación positiva entre la desorción de MRP y la cantidad de N total.

A diferencia de lo observado para las otras dos formas de P desorbido, el P particulado no presenta correlaciones significativas en los suelos de cultivo, aunque sí se observan en los prados, donde se correlacionan positivamente con los 4 índices elegidos para calcular el grado de saturación de P, y negativamente con el *Ln a*.

Al hacer el tratamiento estadístico de todos los suelos de Portodemouros sin clasificarlos por uso, todas las formas de P desorbido presentan correlaciones positivas con los 4 índices de saturación empleados, así como correlaciones negativas con la suma de Al y Fe y con el *Ln a*. En el caso del P total y del MRP, se observan correlaciones positivas con el P total y el P inorgánico extraídos con bicarbonato, respectivamente. Hay que destacar que, a diferencia de lo observado en los suelos de Fervenza, no existen correlaciones significativas con las cantidades de C y N total.

Como complemento del estudio, se realizaron las correlaciones con la totalidad de los suelos de Fervenza y Portodemouros ($n = 415$ muestras), y se obtuvieron correlaciones significativas positivas para todas las formas de P desorbido y los 4 índices de saturación, así como para las formas de P extraído con bicarbonato (P total, P inorgánico y P orgánico) que se correlacionan con el P total, el MRP y el P particulado, respectivamente. Además, todas las formas de P desorbido presentan correlaciones negativas con el C total y el N total (a excepción del MRP que no presenta correlación significativa con el N total), con la suma de Al y Fe, así como con el *Ln a*.

Para los suelos bajo estudio los cuatro índices del grado de saturación de P se correlacionan altamente con todas las formas de P desorbido, correspondiendo los valores más altos de r a los suelos de prado y a los de cultivo. Para todos los suelos juntos, el valor de r oscila entre 0.67 y 0.71, para la correlación entre el TP y los 4 índices de saturación (PDS-1, PSD-2, PSD-3 y PSD-4) y entre 0.65 y 0.70 para el MRP, es decir, los resultados obtenidos demuestran la utilidad de los índices del grado de saturación para estimar el riesgo de pérdida de P en el suelo. El proceso de pérdida de P bajo condiciones de laboratorio está determinado por el grado de saturación de P en las superficies adsorbentes del suelo y por la cantidad de óxidos extraíbles.

Diversos autores han demostrado altas correlaciones entre los tests de suelo y la concentración de P disuelto y P total en la escorrentía, incluso entre metodologías de extracción diferentes tales como Bray I, Olsen o Mehlich 3 (Aase *et al.*, 2001; Mullins y Tech, 2001; Sharpley *et al.*, 2001; Fang *et al.*, 2002; Kleinman *et al.*, 2002; Andraski y Bundy, 2003; Daverede *et al.*, 2003; Gaston *et al.*, 2003; Sharpley y Kleinman, 2003).

En este estudio existe una relación lineal entre el parámetro cantidad y el parámetro intensidad de P del suelo, como se puso de manifiesto al evaluar las correlaciones obtenidas, pero no siempre es así, ya que algunos investigadores encuentran relaciones no lineales (Lookman, 1995; Chardon y Van Faasen, 1999; Koopmans *et al.*, 2001; Mc Dowell *et al.*, 2001) obteniendo un valor umbral en el test de P del suelo a partir del cual aumenta el riesgo de pérdida de P, mientras que otros encuentran relaciones lineales sin obtener valores umbrales (Sharpley, 1995; Pote *et al.*, 1996; Pautler y Sims, 2000; Mc Dowell y Sharpley, 2001). Koopmans *et al.* (2002) tratan de dar una explicación a esta discrepancia indicando que la relación cantidad-intensidad tiende hacia linealidades cuando se trata de un rango estrecho de valores del test de P en el suelo y, por lo tanto, no se alcanza un valor umbral, y/o al usar una relación suelo/agua elevada para estimar el parámetro de intensidad de P, considerando que bajo tales condiciones un valor umbral es incierto y difícil de detectar.

En un experimento de laboratorio, Hooda *et al.* (2000) obtuvieron resultados que indicaban que la cantidad de P desorbido no tenía ninguna relación con la capacidad de absorción de P del suelo ni con la cantidad de P total. De acuerdo con dicho estudio, la propiedad que afecta a la desorción de P de forma más importante es el grado de saturación de P, pero estos autores advirtieron que fue necesaria una investigación adicional para probar la relación entre la desorción de P y el P transferido por lixiviación y escorrentía. Sin embargo, hay que tener en cuenta que estas investigaciones entre el contenido de P en el suelo y las pérdidas de P tienen un número de limitaciones, puesto que los estudios se diseñan a menudo para varios niveles de P del suelo pero solamente para un suelo. Además, a escala de campo, las medidas de las concentraciones de P en agua o las pérdidas de P son, en general, infrecuentes y esporádicas y los efectos de los usos recientes de P pueden eclipsar los efectos del contenido de P en el suelo (Djordjic *et al.*, 2004). Los estudios del laboratorio pueden, por otra parte, descuidar los efectos de los mecanismos del transporte y de la hidrología en situaciones de campo. Por todo lo expuesto, está claro que es importante estudiar diversos suelos con un rango diferente de contenido en P en cada suelo, que no debe ser resultado de usos esporádicos de fertilizantes y/o de abonos de P, sino de una acumulación continua. Además, la cuantificación de pérdidas bajo condiciones controladas debe ser comparable a condiciones naturales de campo, permitiendo la interpretación de resultados en términos de escalas más grandes. Por otro lado, para conocer las variaciones temporales el período de estudio debe ser largo.

7.7. Análisis de Componentes Principales

Para poder buscar las posibles fuentes de variación que el uso del suelo ejerce sobre la dinámica del P se realizó un Análisis de Componentes Principales (PCA). Para ello, se seleccionaron propiedades lo más independientes entre sí que fue posible, con el fin de minimizar los riesgos de interpretación que supondría usar variables que estuvieran altamente correlacionadas entre sí. Así, se seleccionaron 16 propiedades, entre las que se incluyen propiedades generales de los suelos (pH, contenido en C y N total, contenido en óxidos extraíbles, etc.), propiedades relacionadas con el parámetro *cantidad* de P de los suelos (Pt, Pi extraídos con bicarbonato), propiedades relacionadas con el grado de saturación de P (PDS-2, PDS-4, pendiente de la isoterma de adsorción, ordenada de la isoterma), propiedades relacionadas con la liberación de P (pendiente cinética, ordenada cinética, valores de *m* de las ecuaciones de dilución para TP y MRP). El Análisis de Componentes Principales con rotación *varimax* normalizada (con el objeto de aumentar la dispersión de las ponderaciones y facilitar así la interpretación de los factores) fue realizado para las muestras de Fervenza y Portodemouros, por separado, y para el conjunto total de las muestras.

Para verificar la idoneidad de la estructura de la matriz de correlaciones y, en consecuencia, la viabilidad de la realización del análisis factorial, se aplicaron, además del cálculo de la matriz de correlaciones, cuyos elementos son las correlaciones entre pares de variables estimadas a partir del modelo factorial, dos estadísticos:

1. *El test de esfericidad de Barlett*, que permite contrastar la hipótesis de que la matriz de correlaciones es una matriz identidad. Para los tres grupos de suelos estudiados, Fervenza, Portodemouros y el conjunto total de ambos, se obtienen valores del test de Barlett muy elevados, 3390.617, 4596.048 y 7676.374, respectivamente, en todos los casos con una significación alta, $p < 0.000$, lo que permite rechazar la hipótesis de que la matriz de correlaciones es una matriz identidad, siendo correcto el empleo del análisis factorial, pues existe correlación entre los ítems.

Además el determinante de la matriz de correlaciones es pequeño en los tres análisis ($1.49 \cdot 10^{-9}$, $4.63 \cdot 10^{-10}$ y $2.54 \cdot 10^{-9}$, para los suelos de Fervenza, de Portodemouros y el conjunto de ambos, respectivamente), reflejando que el grado de intercorrelación entre las variables es muy alto, condición que debe cumplir el análisis de componentes principales.

2. *El test de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO)* que mide la idoneidad de los datos para realizar un análisis factorial comparando los valores de los coeficientes de correlación de Pearson observados con los coeficientes de correlación parcial entre variables (Visauta, 1998). Si la suma de los cuadrados de los coeficientes de correlación parcial entre todos los pares de variables es pequeña en comparación con la suma de los coeficientes de correlación al cuadrado esta medida tiende a uno.

Tabla 7.8.- Cargas factoriales, varianza explicada y varianza total para el Análisis de Componentes Principales (PCA) de los suelos de Fervenza (191), de Portodemouros (224) y para todos los suelos analizados (415). Se destacan en negrita las cargas factoriales >0.5.

	Matriz de componentes rotados																								
	FERVENZA (191)										PORTODEMOUROS (224)										TODOS (415)				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4						
<i>pH</i> agua	0.07	-0.32	-0.38	0.50	0.26	-0.08	0.18	-0.12	-0.07	0.88	-0.08	0.18	-0.12	-0.07	0.88	-0.08	0.04	-0.67	0.23						
% C total	-0.19	0.20	0.91	-0.20	0.03	-0.05	0.74	0.45	0.04	0.17	-0.05	0.74	0.45	0.04	0.17	-0.07	0.57	0.65	-0.02						
% N total	-0.08	0.21	0.89	0.23	0.02	0.02	0.94	0.00	-0.06	0.05	0.02	0.94	0.00	-0.06	0.05	0.01	0.81	0.44	0.00						
C/N	-0.20	-0.02	0.18	-0.72	0.06	-0.14	-0.40	0.70	0.17	0.24	-0.14	-0.40	0.70	0.17	0.24	-0.21	-0.54	0.43	-0.06						
<i>P</i> total bic	0.91	-0.12	-0.06	0.19	0.05	0.87	-0.05	-0.23	-0.10	-0.23	0.87	-0.05	-0.23	-0.10	-0.23	0.91	0.14	-0.09	0.03						
<i>P</i> inorg bic	0.95	-0.08	-0.09	0.18	0.06	0.94	-0.04	-0.16	-0.06	-0.13	0.94	-0.04	-0.16	-0.06	-0.13	0.94	0.15	-0.06	0.03						
<i>Ln a</i>	-0.36	0.87	0.17	-0.12	0.06	-0.44	0.35	0.71	0.07	-0.28	-0.44	0.35	0.71	0.07	-0.28	-0.43	0.26	0.76	0.00						
<i>PSD</i> 2	0.94	-0.14	-0.18	-0.07	0.08	0.93	-0.21	-0.14	-0.04	-0.11	0.93	-0.21	-0.14	-0.04	-0.11	0.92	-0.22	-0.09	0.04						
<i>PSD</i> 4	0.96	-0.13	-0.12	0.14	0.08	0.96	-0.08	-0.13	-0.04	-0.10	0.96	-0.08	-0.13	-0.04	-0.10	0.97	0.05	-0.09	0.04						
<i>Pdte</i> cinética	-0.05	-0.09	0.06	-0.02	-0.92	-0.07	0.05	0.05	0.97	-0.04	-0.07	0.05	0.05	0.97	-0.04	-0.07	0.01	0.04	-0.94						
<i>Orda</i> cinética	0.50	-0.25	-0.01	0.01	0.79	0.74	-0.09	-0.14	-0.57	0.14	0.74	-0.09	-0.14	-0.57	0.14	0.63	-0.11	-0.21	0.68						
<i>Pdte</i> isoterma	-0.13	0.90	0.20	0.00	0.05	-0.12	0.31	0.80	-0.03	-0.25	-0.12	0.31	0.80	-0.03	-0.25	-0.17	0.31	0.78	0.09						
<i>m</i> TP	0.62	-0.40	-0.12	0.19	0.24	0.82	-0.10	-0.07	-0.06	0.23	0.82	-0.10	-0.07	-0.06	0.23	0.75	-0.06	-0.25	0.15						
<i>m</i> MRP	0.60	-0.29	0.08	-0.07	0.24	0.82	-0.07	0.06	0.04	0.10	0.82	-0.07	0.06	0.04	0.10	0.71	-0.18	0.00	0.09						
<i>Al</i> mmoles kg ⁻¹	-0.24	0.60	0.29	0.48	0.10	-0.19	0.82	0.22	0.07	0.09	-0.19	0.82	0.22	0.07	0.09	-0.26	0.74	0.30	-0.02						
<i>Fe</i> moles kg ⁻¹	0.11	0.02	0.30	0.73	0.09	-0.20	0.76	-0.14	0.09	-0.03	-0.20	0.76	-0.14	0.09	-0.03	0.01	0.84	0.04	-0.08						
% varianza	30	16	13	11	11	35	20	13	8	8	35	20	13	8	8	33	18	16	9						
% v. acumulada	30	46	59	70	81	35	55	68	76	84	35	55	68	76	84	33	51	67	76						

Para Kaiser (1974) los resultados del modelo factorial serán excelentes si el índice KMO está comprendido entre 0.9 y 1; buenos, si está comprendido entre 0.8 y 0.9; aceptables, si se encuentra entre 0.7 y 0.8; mediocres o regulares, cuando resulte entre 0.6 y 0.7; malos, si está entre 0.5 y 0.6, e inaceptables o muy malos cuando sea menor que 0.5.

Para los suelos de Fervenza, de Portodemouros y para el total de los suelos, los resultados del test de KMO fueron de 0.705, 0.709 y 0.723, respectivamente, por lo que al ser el valor de $KMO > 0.70$, existe una alta correlación y, por tanto, es conveniente y factible efectuar el análisis factorial en todos los casos.

La decisión respecto al número de factores que deseamos para representar los datos se adopta extrayendo tantos factores como haya en la solución inicial con valores propios superiores a la unidad. En el caso de los suelos de Fervenza y de Portodemouros, el número de factores extraídos es de 5 para cada área, mientras que el número de factores se reduce a 4 al hacer el cálculo incluyendo las dos áreas a la vez. Como se observa en la Tabla 7.8, las varianzas totales que explican estos factores no son iguales; así, mientras en los suelos de Fervenza la varianza total explicada es del 81 %, en los de Portodemouros es del 84 % y en todos los suelos es del 76 %.

En la Tabla 7.8 se indican los resultados obtenidos del Análisis de Componentes Principales, que ponen de manifiesto que las propiedades asociadas al Factor 1 son las mismas para los suelos de Fervenza, de Portodemouros y para el conjunto de ambos. No sucede lo mismo con el Factor 2 de Fervenza, pues se observa que se corresponde con las propiedades asociadas al Factor 3 de Portodemouros (a excepción del Al, que en las dos áreas está en el factor 2).

De forma similar existe una correspondencia entre el Factor 4 y el Factor 5, pues las propiedades se intercambian entre las dos áreas. Además, cabe destacar que el porcentaje de varianza que explican estos dos factores entre sí es igual para cada área, ya que cada uno de los factores representa un 11 % de la varianza en Fervenza y un 8 % en Portodemouros.

La correspondencia entre factores presenta dos excepciones, ya que la relación C/N presenta una elevada carga factorial en el Factor 4 de Fervenza y en el 3 de Portodemouros, y el Fe estaría asociado al Factor 4 de Fervenza y al 2 en Portodemouros.

El hecho de que se produzcan tantas similitudes entre las dos áreas estudiadas hace posible el que se realice un estudio conjunto. Los resultados de las cargas factoriales obtenidas para la totalidad de los datos presenta una coincidencia prácticamente total, en cuanto a las propiedades asociadas a cada factor, con los resultados obtenidos para los suelos de Portodemouros.

El eje factorial 1, representando en el eje x en las tres Figuras (Figura 7.29, 7.30 y 7.31), presenta en todos los casos correlaciones altas en su parte positiva con las mismas variables. Así, el Factor 1 aparece determinado siempre por el P bicarbonato (tanto P total como P inorgánico), los valores de recubrimiento (tanto PSD-2 como PSD-4), los parámetros m de la ecuación que

relaciona la dilución con la concentración de P desorbido (tanto para el P total como para el MRP) y, en menor medida pues los valores de correlación que presenta son más bajos, con la ordenada de la cinética de desorción de P.

Podría considerarse como un “*factor de riesgo de pérdida de fósforo*” por las propiedades a las que está asociado, de modo que este riesgo será mayor cuanto mayores sean el contenido en P asimilable, el recubrimiento y la cantidad de P desorbible. Además, este factor de riesgo al abarcar parámetros relacionados con el P total y el MRP también abarcaría, por diferencia, el riesgo de desorción de P particulado. En todos los PCA’s realizados este factor, que se denominará como **Factor A**, aparece como el más importante al explicar la mayor parte de la varianza, del orden del 30 %.

Para todos los casos estudiados se representa gráficamente el eje factorial 2 en el eje y (Figuras 7.29, 7.30 y 7.31). Aunque se observan diferencias en cuanto a los valores de las correlaciones, las propiedades asociadas presentan el mismo signo aunque, como sucedía con el **Factor A**, el signo varíe en los distintos PCA realizados.

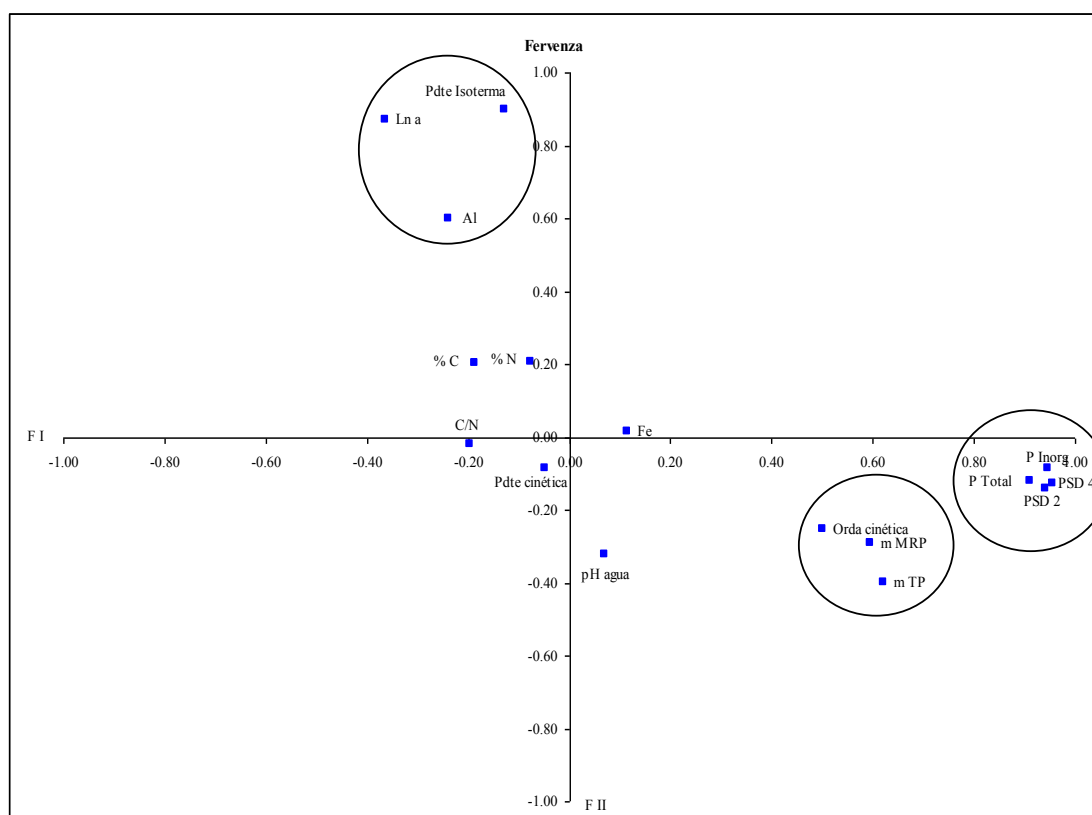


Figura 7.29.- Distribución de los parámetros con relación a los factores 1 y 2 para los suelos de Fervenza.

Considerando las propiedades asociadas a dicho eje se puede definir un factor denominado **Factor B** que incluye variables como el C, N, Al, Fe y, los parámetros de la ecuación de adsorción de Freundlich, tanto la ordenada como la pendiente. Puede considerarse como un **factor que representa el complejo adsorbente** de P en los suelos ya que, tal como han indicado Gil-Sotres y Díaz-Fierros (1982) y García-Rodeja y Gil-Sotres (1997), en los suelos gallegos las propiedades que determinan la importancia del complejo órgano-mineral (óxidos extraíbles, materia orgánica) son claramente las más relacionadas con la adsorción de P.

Otro factor, denominado **Factor C**, suele venir determinado, para ambas localizaciones, por los parámetros de la ecuación cinética: pendiente y ordenada, con signos opuestos y poniendo de manifiesto la relación inversa que existe entre estos parámetros: cuanto mayor sea la ordenada, esto es, cuanto mayor sea la concentración de P inicialmente desorbible, más lentamente variará esa concentración con el tiempo de desorción.

Finalmente, puede aparecer algún otro factor, que explica un escaso 5 % de la varianza y que aparece ligado a propiedades tales como C/N o el pH que, aunque pueda tener importancia desde el punto de vista de las modificaciones que el uso genera al suelo, no parece demasiado relacionado con la dinámica del P, sobre todo considerando el pequeño rango de variación de pH que muestran los suelos aquí estudiados.

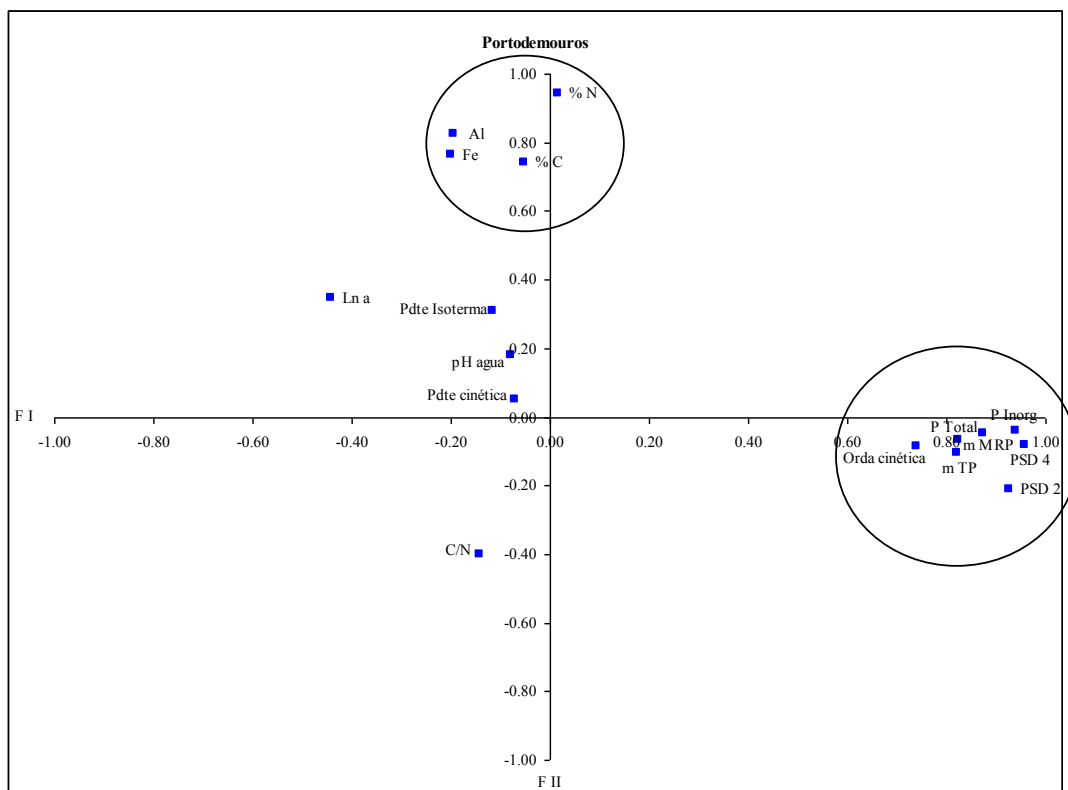


Figura 7.30.- Distribución de los parámetros con relación a los factores 1 y 2 para los suelos de Portodemouros.

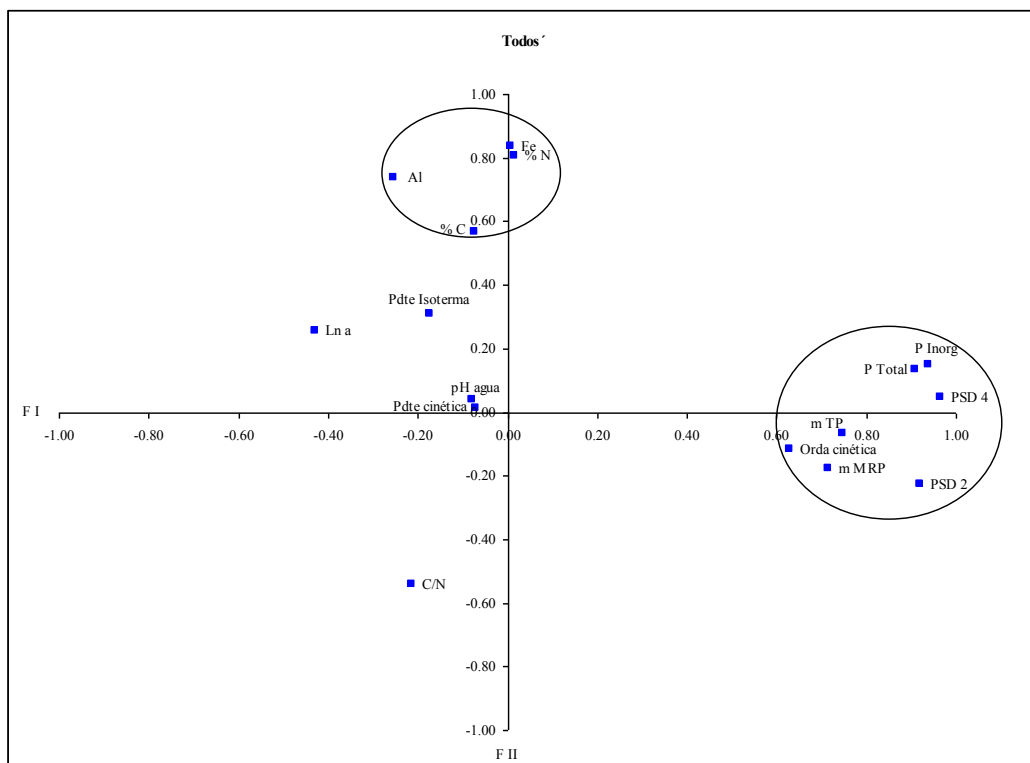


Figura 7.31.- Distribución de los parámetros con relación a los factores 1 y 2 para el conjunto de los suelos de Fervenza y Portodemouros.

***IIª PARTE: DETERMINACIÓN DE UN
ÍNDICE DE RIESGO DE PÉRDIDA DE P
EN LA CUENCA DE FONTE ESPÍÑO Y
REGO DE ABELLAS***

***8.- ESTUDIO DEL RIESGO DE PÉRDIDAS
DE P EN LA CUENCA DE FONTE ESPÍÑO
Y REGO DE ABELLAS***

8. Estudio del riesgo de pérdidas de P en la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas

8.1. Justificación

Como se puso de manifiesto cuando se describieron los resultados del estudio que se realizó en los suelos de los alrededores de los embalses de Fervenza y Portodemouros, en el que se evaluaron los parámetros de P para suelos de distintos usos con el fin de determinar el riesgo de pérdidas de P del suelo al agua, la variabilidad espacial y temporal de los valores de P es elevada en las áreas agrícolas, ya que son muchos los factores que influyen en los procesos de movilización y de pérdida de P a las masas de agua superficial. La medida del riesgo es una parte importante del proceso de caracterización de las cuencas y de la probabilidad que tienen las masas de agua de alcanzar los objetivos ambientales definidos. Se trata, en definitiva, de conocer la dinámica del P a nivel de campo para poder predecir el movimiento del P hacia los cursos de agua.

La necesidad de adoptar estrategias para minimizar las pérdidas de nutrientes en terrenos agrícolas se ha visto incrementada de forma importante como consecuencia de la contaminación difusa. Las medidas a tomar deben basarse en estudios de la evolución de cada nutriente en el suelo y en las aguas, así como en los mecanismos de transporte y en el efecto de las diferentes prácticas agrícolas, lo que conlleva realizar estudios más detallados en áreas más pequeñas y que incluyan la caracterización de suelos y aguas. Por este motivo se escogió una cuenca en una de las dos áreas evaluadas, concretamente en Fervenza, como cuenca representativa de la zona de estudio.

La cuenca escogida se sitúa próxima al embalse de Fervenza y abarca el área drenada por los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas (cuya situación y características se detallan en el capítulo nº 3, Materiales, de esta Tesis), afluentes del río Xallas. En ella se estimó la influencia de las prácticas agrícolas en el riesgo de exportación de P en las tres subcuencas indicadas, Fonte Espiño, Rego de Abellas y tras la confluencia de los dos ríos.

El estudio abarca tanto la cuantificación del P en los suelos como en las aguas, así como en los sedimentos presentes en los lechos de ambos ríos.

8.2. Estudio de los suelos

8.2.1. Propiedades generales de los suelos comparados con los suelos de Fervenza

8.2.1.1. pH en H₂O y en KCl

El pH en agua presenta valores medios muy similares en las tres zonas de estudio de la cuenca de Fonte Espiño (Tabla 8.1). La tendencia es clara: a medida que se incrementa la intensidad del manejo del suelo los valores de pH aumentan, presentando los suelos forestales la mayor acidez, con valores por debajo de 4.80, mientras que en los prados fertilizados se observan valores próximos a 5.27. Al comparar los valores observados en las diferentes subcuencas de

Fonte Espiño con los valores medios del área de Fervenza evaluada anteriormente, se constata que la tendencia es la misma siendo, en general, ligeramente mayores los valores de pH del área de Fervenza. Hay que indicar que los resultados obtenidos indican que, independientemente del uso, se trata de suelos ácidos (Tabla 8.1).

Tabla 8.1.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del pH en H₂O para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

pH H ₂ O	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	4.70±0.37a	4.02-5.49	5.16±0.26b	4.59-6.05	5.25±0.30c	4.37-6.09
Rego de Abellas	4.64±0.36a	3.86-5.47	5.24±0.26b	4.72-5.68	5.29±0.29b	4.71-6.11
Confluencia	4.80±0.30a	4.15-5.71	5.47±0.30b	4.92-6.02	-	-
FERVENZA	4.99±0.31a	4.30-5.56	5.13±0.36a	4.32-5.80	5.46±0.33b	4.68-6.47

Los valores de pH de los suelos forestales son significativamente distintos a los de los prados, tanto naturales como fertilizados, en las tres subcuencas de Fonte Espiño. Por el contrario en el área de Fervenza los valores de los suelos forestales no presentan diferencias significativas con los de los prados naturales, aunque sí las presentan con los prados fertilizados (Tabla 8.1).

Los valores que presentan las desviaciones estándar no son elevados, oscilando entre 0.26 y 0.37, correspondiendo a los suelos forestales de Fonte Espiño y Rego de Abellas la mayor variabilidad, con un coeficiente de variación del 8 % (Tabla 8.1).

Para conocer la acidez potencial del suelo se determinaron los valores de pH en KCl. Se puede observar que los valores medios se encuentran por debajo de 4.50, excepto en los prados naturales situados tras la confluencia de los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas y en los prados fertilizados del área de Fervenza, puesto que en ambos casos el valor medio obtenido es de 4.52 (Tabla 8.2).

Tabla 8.2.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de pH en KCl para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

pH KCl	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	3.81± 0.28a	3.29-4.33	4.31± 0.18b	3.90-4.74	4.40± 0.23c	3.75-5.38
Rego de Abellas	3.94± 0.28a	3.20-4.44	4.39± 0.15b	3.93-4.75	4.44± 0.26b	4.06-5.08
Confluencia	4.02± 0.23a	3.48-4.41	4.52± 0.27b	4.04-5.07	-	-
FERVENZA	4.08± 0.30a	3.26-4.92	4.16± 0.17a	3.87-4.50	4.52± 0.34b	3.93-5.60

De forma semejante a lo encontrado para el pH en agua, existen diferencias significativas entre los suelos forestales y los otros dos usos del suelo en todas las zonas de la cuenca de estudio. Los suelos forestales de Fervenza no presentan diferencias significativas con respecto a los prados naturales, como consecuencia de la proximidad en los valores medios de ambos grupos de suelos, así como del solapamiento total del intervalo de valores de los prados naturales con respecto al de los suelos forestales (Tabla 8.2).

Las desviaciones estándar que presentan los valores de los tres tipos de suelo son pequeñas, siendo el coeficiente de variación más elevado de la cuenca el de los suelos forestales de Fonte Espiño y Rego de Abellas con un valor del 7 %. En el área de Fervenza el coeficiente de variación más elevado (8 %) lo presentan los prados fertilizados (Tabla 8.2).

8.2.1.2. Carbono y nitrógeno totales; relación C/N

Al analizar los valores medios del carbono total (C total) para cada uso del suelo (Tabla 8.3) se comprueba que el valor medio más elevado lo presentan los prados naturales de la subcuenca de Rego de Abellas (10.92 %), seguidos de los suelos forestales situados tras la confluencia de los ríos (10.28 %). El valor medio más bajo lo presentan los prados fertilizados de Fonte Espiño (5.62 %).

A diferencia de lo observado en otras propiedades (valores de pH), no hay una tendencia clara, pues mientras que en la confluencia de los ríos y en el área de Fervenza se produce una paulatina disminución del porcentaje de carbono total a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo, en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas se observa un ligero aumento en el porcentaje de carbono total al comparar los suelos forestales con los prados naturales, descendiendo de manera considerable el contenido en carbono total en los prados fertilizados.

Tabla 8.3.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del % de C total para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

% C total	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	7.87 \pm 1.00a	7.03-8.97	8.20 \pm 2.35a	6.16-11.06	5.62 \pm 1.28b	4.10-8.20
Rego de Abellas	9.68 \pm 3.18ab	5.01-12.57	10.92 \pm 1.02a	9.78-11.75	6.25 \pm 1.27b	4.90-7.42
Confluencia	10.28 \pm 1.33a	9.49-11.82	8.74 \pm 2.60a	6.90-10.57	-	-
FERVENZA	9.13 \pm 2.09a	4.72-14.42	6.84 \pm 2.19b	3.25-13.06	6.83 \pm 1.07b	2.10-12.13

Como consecuencia de la similitud que presentan los valores medios y las desviaciones estándar de los suelos forestales y de los prados naturales, no existen diferencias significativas entre estos dos usos del suelo en la cuenca de Fonte Espiño. Hay que indicar que en el área de Fervenza sí se observan diferencias de los suelos forestales con el resto de usos del suelo (Tabla

8.3). En general, los coeficientes de variación de los valores obtenidos para los distintos suelos oscilan entre el 13 y el 30 %, destacando el coeficiente de los suelos forestales de Rego de Abellas que alcanza un porcentaje del 33 %, contrastando con el valor más bajo que se observa en los prados naturales de la misma subcuenca, Rego de Abellas, y que no supera el valor de 9 %.

Al evaluar los valores obtenidos para el nitrógeno total (N total) para cada uso del suelo en las distintas zonas (Tabla 8.4), se observa que los valores medios más elevados los presentan los prados naturales de Rego de Abellas (0.93%) y los más bajos los prados fertilizados de Fonte Espiño (0.56 %).

Tabla 8.4.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del % de N total para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

% N total	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm D.S.$	Intervalo	$\bar{x} \pm D.S.$	Intervalo	$\bar{x} \pm D.S.$	Intervalo
Fonte Espiño	0.60 \pm 0.15 ab	0.45-0.76	0.83 \pm 0.20 a	0.64-1.06	0.56 \pm 0.10 b	0.40-0.75
Rego de Abellas	0.76 \pm 0.24 ab	0.38-1.02	0.93 \pm 0.15 a	0.77-1.03	0.60 \pm 0.13 b	0.46-0.73
Confluencia	0.87 \pm 0.02 a	0.85-0.89	0.73 \pm 0.06 a	0.69-0.77	-	-
FERVENZA	0.66 \pm 0.16 a	0.26-0.94	0.53 \pm 0.15 b	0.25-0.81	0.58 \pm 0.16 b	0.26-0.96

Las diferencias son significativas entre los valores de los prados naturales y de los prados fertilizados en todas las zonas de la cuenca de Fonte Espiño, en contraste con lo que se observa en Fervenza en donde las diferencias significativas se producen entre los suelos forestales y los demás usos del suelo (Tabla 8.4). La variabilidad para los tres usos del suelo es moderada, siendo el coeficiente de variación más alto el de los suelos forestales (32 %) de la subcuenca de Rego de Abellas, seguidos de los prados tanto naturales como fertilizados de Fervenza (28 %).

El coeficiente de variación más bajo lo presentan los suelos forestales situados tras la confluencia de los ríos (2 %). En Fonte Espiño y Rego de Abellas el intervalo de valores de los prados naturales (0.64-1.06 y 0.77-1.03, respectivamente) es claramente superior al que presentan los prados fertilizados (0.40-0.75 y 0.46-0.73), situándose los suelos forestales en una posición intermedia (0.45-0.76 y 0.38- 1.02) entre los dos grupos de suelos anteriores (Tabla 8.4).

En la Tabla 8.5 se indican los resultados obtenidos para la relación C/N. Los valores más bajos los presentan los prados naturales de la subcuenca de Fonte Espiño (9.8). Es también en esta subcuenca donde se observa la relación de C/N más elevada, que corresponde a los suelos forestales con un valor de 13.9.

Tabla 8.5.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la relación C/N para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

C/N	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	13.9 \pm 5.3a	10.1-20.0	9.8 \pm 0.6ab	9.2-10.9	10.1 \pm 0.9b	8.9-11.5
Rego de Abellas	12.9 \pm 1.4a	10.9-14.5	11.8 \pm 1.0ab	10.9-12.8	10.4 \pm 0.2b	10.2-10.6
Confluencia	11.8 \pm 1.2a	11.1-13.3	11.8 \pm 2.6a	10.0-13.7	-	-
FERVENZA	14.1 \pm 2.9a	9.5-24.7	12.9 \pm 2.3ab	8.1-16.9	12.0 \pm 2.3b	7.4-24.4

No se observa una tendencia clara de variación de los valores de la relación C/N. Así, mientras que en Rego de Abellas se observa un descenso progresivo en los valores medios a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo (de forma similar a lo acontecido en el área de Fervenza), en la zona de la confluencia los valores medios se mantienen constantes y en Fonte Espiño se produce un descenso desde los suelos forestales hasta los prados naturales, aunque aumenta ligeramente el valor medio en los prados fertilizados (10.1) con respecto al de los prados naturales (9.8).

En todas las zonas donde hay prados fertilizados existen diferencias significativas entre los valores de los suelos forestales y los de éstos (Tabla 8.5). Los suelos forestales de Fonte Espiño presentan la variabilidad más elevada, con un coeficiente de variación del 38 %; en contraste, los prados fertilizados de Rego de Abellas son los que menor coeficiente de variación registran (2 %). El que los suelos forestales presenten los valores más elevados de la relación C/N indica que la humificación en estos suelos es más desfavorable que en los otros dos casos.

8.2.1.3. Óxidos amorfos de hierro y aluminio

El valor medio más elevado de Fe extraído con oxálico-oxalato (expresado como gramos de Fe_2O_3 por cada 100 g de suelo) lo presentan los prados naturales de Rego de Abellas (1.41 g $\text{Fe}_2\text{O}_3/100 \text{ g}^{-1}$ suelo), seguido de los prados naturales de Fonte Espiño (1.20 g $\text{Fe}_2\text{O}_3/100 \text{ g}^{-1}$ suelo). El valor medio más bajo lo ostentan los suelos forestales de Fervenza (0.59 g $\text{Fe}_2\text{O}_3/100 \text{ g}^{-1}$ suelo) y, en la cuenca de estudio, los suelos forestales de Fonte Espiño, con 0.62 g $\text{Fe}_2\text{O}_3/100 \text{ g}^{-1}$ suelo (Tabla 8.6).

En general, los valores de Fe obtenidos para los prados naturales presentan diferencias significativas con respecto a los obtenidos para los suelos forestales y los prados fertilizados (Tabla 8.6). La variabilidad de los valores de Fe obtenidos para los suelos bajo diferentes usos es moderada (Tabla 8.6), oscilando los coeficientes de variación entre el 19 % de los suelos forestales de Fonte Espiño y el 56 % de los suelos forestales de Rego de Abellas.

Tabla 8.6.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de los valores de Fe_2O_3 g(100 g⁻¹) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

% Fe_2O_3	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	0.62 \pm 0.12a	0.45-1.02	1.20 \pm 0.45b	0.43-2.30	0.96 \pm 0.33c	0.37-1.69
Rego de Abellas	0.91 \pm 0.51a	0.30-2.73	1.41 \pm 0.47b	0.77-2.43	0.88 \pm 0.21a	0.56-1.28
Confluencia	0.95 \pm 0.22a	0.60-1.39	0.87 \pm 0.22a	0.48-1.48	-	-
FERVENZA	0.59 \pm 0.15a	0.35-1.00	0.74 \pm 0.26b	0.33-1.31	0.77 \pm 0.24b	0.20-1.43

En la Tabla 8.7 se indican los valores medios, las desviaciones estándar y los intervalos de valores obtenidos para el Al_2O_3 extraído para los suelos bajo diferentes usos de las tres subcuencas de Fonte Espiño. Los valores medios más altos los registran los prados naturales de Rego de Abellas (2.35 g Al_2O_3 100 g⁻¹ suelo) y los más bajos los suelos forestales de Fonte Espiño (1.01 g Al_2O_3 100 g⁻¹ suelo).

Tabla 8.7.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de los valores de Al_2O_3 g(100 g⁻¹) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

% Al_2O_3	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	1.01 \pm 0.38a	0.31-2.40	1.87 \pm 0.73b	0.90-3.87	1.21 \pm 0.50c	0.57-3.11
Rego de Abellas	1.77 \pm 0.93a	0.42-3.74	2.35 \pm 0.89b	1.20-4.67	1.24 \pm 0.33c	0.77-2.02
Confluencia	1.85 \pm 0.31a	0.99-2.60	1.40 \pm 0.37b	0.72-2.01	-	-
FERVENZA	1.51 \pm 0.65a	0.30-2.70	1.03 \pm 0.34b	0.46-1.84	1.14 \pm 0.38b	0.48-1.99

8.2.2. Parámetros del fósforo

8.2.2.1. Fósforo extraído con bicarbonato

El P total extraído con bicarbonato (Tabla 8.8) presenta la misma tendencia en las tres subcuencas, pues a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo aumenta de forma considerable la cantidad de P total presente en el mismo, como reflejan las diferencias significativas que existen entre los suelos de diferente uso.

Los valores de P total bic obtenidos en los prados fertilizados de Fonte Espiño y de Rego de Abellas (33.60 y 33.50 mg kg⁻¹, respectivamente) cuadriplican las cantidades de P total observado en los suelos forestales de estas mismas zonas (7.40 mg kg⁻¹ en Fonte Espiño y 7.00 mg kg⁻¹ en Rego de Abellas).

Tabla 8.8.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de P total (mg kg^{-1}) extraído con bicarbonato (P total bic) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P total bic	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	7.40 \pm 1.91a	3.43-12.91	13.24 \pm 5.05b	6.09-32.14	33.60 \pm 17.00c	8.95-87.59
Rego de Abellas	7.00 \pm 2.39a	3.24-14.65	9.58 \pm 2.43b	3.72-14.05	33.50 \pm 16.73c	11.17-79.54
Confluencia	6.82 \pm 1.78a	3.02-10.81	10.12 \pm 4.73b	6.10-31.41	-	-
FERVENZA	6.00 \pm 3.06a	1.18-12.34	20.94 \pm 18.22b	2.69-94.67	37.03 \pm 20.01c	8.00-115.38

Los prados naturales registran unas cantidades de P total bic más próximas a las obtenidas en los suelos forestales que a las de los prados fertilizados. Hay que indicar que en la subcuenca de Rego de Abellas apenas se solapan los intervalos de valores de los prados naturales (3.72-14.05 mg kg^{-1}) y de los prados fertilizados (11.17-79.54 mg kg^{-1}). En este comportamiento difieren de lo observado en el área de Fervenza, en donde los rangos de valores de P total bic en ambos tipos de prados son muy similares entre sí. Por otro lado, los prados naturales de Fervenza presentan unas cantidades de P total bic más elevadas que los de la subcuenca de Fonte Espiño (20.94 mg kg^{-1} frente a 13.24 mg kg^{-1} de Fonte Espiño), a pesar de que los valores de P total bic en los suelos forestales de Fervenza son algo más bajos que los de la subcuenca (6.00 mg kg^{-1} frente a 6.82 mg kg^{-1}).

En general, los coeficientes de variación son moderados: oscilan entre el 25 % que presentan los prados naturales de Rego de Abellas y el 51 % de los prados fertilizados de Fonte Espiño.

De forma semejante a lo observado al estudiar el P total extraído con bicarbonato, se observa para el P inorgánico (P inorg bic) un aumento en las cantidades presentes en el suelo a medida que se intensifica el manejo del suelo (Tabla 8.9).

Tabla 8.9.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de P inorgánico (mg kg^{-1}) extraído con bicarbonato (P inorg bic) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P inorg bic	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	1.98 \pm 1.53a	0.30-8.31	5.83 \pm 3.71b	2.76-28.33	22.82 \pm 12.25c	4.60-72.63
Rego de Abellas	1.86 \pm 1.43a	0.00-7.92	3.53 \pm 1.82b	0.00-9.51	22.58 \pm 13.22c	0.70-73.86
Confluencia	1.84 \pm 0.80a	0.67-4.94	3.46 \pm 1.28b	1.13-6.12	-	-
FERVENZA	2.93 \pm 2.23a	0.58-8.68	15.30 \pm 15.59b	1.12-71.78	29.33 \pm 17.95c	0.24-107.1

El P inorg bic presenta diferencias significativas para los suelos bajo diferentes usos en todas las zonas de la cuenca estudiada, así como en el área de Fervenza, aunque se debe indicar que el incremento en la cantidad de P inorgánico que se produce en los prados naturales con respecto a los suelos forestales de la cuenca es bastante más moderado que el que se produce en el área de Fervenza (de 2.93 a 15.30 mg kg⁻¹ en Fervenza, frente al paso de 1.98 a 5.83 mg kg⁻¹ de la subcuenca de Fonte Espiño).

No obstante, hay que indicar que la cantidad de P inorgánico en los prados fertilizados del área de Fervenza y de la cuenca es similar (29.33 frente a los 22.82 y 22.58 mg kg⁻¹ de las dos zonas de la cuenca, respectivamente).

La variabilidad que presentan los suelos con respecto al P inorgánico es más elevada que la observada para el P total, variando los coeficientes entre el 37 % de los prados naturales de la zona de confluencia y el 77 % que presentan los suelos forestales tanto de Fonte Espiño como de Rego de Abellas.

Como se observa en la Tabla 8.10, la tendencia que presenta el P orgánico extraído con bicarbonato (P org bic) es similar a la de las otras dos formas de P bicarbonato.

Tabla 8.10.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de P orgánico (mg kg⁻¹) extraído con bicarbonato (P org bic) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P org bic	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm$ D.S.	Intervalo	$\bar{x} \pm$ D.S.	Intervalo	$\bar{x} \pm$ D.S.	Intervalo
Fonte Espiño	5.42±1.80a	0.91-8.44	7.41±3.74b	0.52-24.07	10.78±9.01c	0.00-60.24
Rego de Abellas	5.15±2.23a	0.13-10.39	6.05±2.48a	1.72-11.51	10.92±9.25b	0.02-50.36
Confluencia	4.98±1.67a	1.22-9.26	6.66±4.10b	3.47-25.29	-	-
FERVENZA	3.06±2.34a	0.00-8.99	5.64±5.65b	0.00-25.65	7.70±8.33b	0.00-57.40

Las cantidades de P org bic aumentan en todas las zonas de la cuenca de Fonte Espiño, así como en el área de Fervenza, de manera proporcional al incremento en la intensidad de manejo del suelo, aunque en la cuenca de estudio los incrementos son menores puesto que los suelos forestales y los prados naturales de Rego de Abellas no presentan diferencias significativas entre sí.

Al comparar las cantidades de P org bic con las de P inorg bic se pone de manifiesto que los suelos forestales y los prados naturales presentan, por término medio, mayor cantidad de P orgánico que de P inorgánico (a excepción del área de Fervenza). Esta proporción se invierte en los prados fertilizados, pues en todos los casos las cantidades de P inorgánico superan a las de P orgánico (Tablas 8.8, 8.9 y 8.10).

Las variaciones de los valores de P orgánico extraído con bicarbonato más pronunciadas se producen en los prados fertilizados, donde los coeficientes de variación presentan valores en

torno al 83 %, mientras que las más bajas se dan en los suelos forestales siendo los coeficientes de variación próximos al 34 %.

8.2.2.2. Adsorción del fósforo

P en equilibrio tras la adición de 5 $\mu\text{g mL}^{-1}$

En la Tabla 8.11 se recogen los valores de concentración de P obtenidos tras añadir al suelo una solución de 5 $\mu\text{g mL}^{-1}$ de P. De forma análoga a lo observado en el área de Fervenza, los valores de fósforo en equilibrio más elevados los presentan los prados fertilizados, coincidiendo el valor medio en las dos subcuencas en donde los hay (0.16 $\mu\text{g mL}^{-1}$).

El valor medio de P en equilibrio que presentan los suelos forestales y los prados naturales en la cuenca objeto de estudio es muy similar, excepto en la zona de la confluencia donde existen diferencias significativas entre estos dos usos del suelo. El que los prados fertilizados presenten valores de P en equilibrio más elevados que los suelos bajo los demás usos investigados reflejan la menor capacidad de adsorción de estos suelos, que presentan diferencias significativas con los de los demás usos tanto en la cuenca bajo estudio como en el área de Fervenza previamente investigada.

Tabla 8.11.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P en equilibrio (P equil.) para los suelos con distintos usos tras la adición 5 $\mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P equil. (5 $\mu\text{g mL}^{-1}$)	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	0.07 \pm 0.06a	0.01-0.32	0.06 \pm 0.03a	0.02-0.22	0.16 \pm 0.14b	0.02-0.86
Rego de Abellas	0.06 \pm 0.04a	0.00-0.17	0.06 \pm 0.07a	0.01-0.47	0.16 \pm 0.09b	0.03-0.44
Confluencia	0.05 \pm 0.02a	0.02-0.11	0.11 \pm 0.05b	0.05-0.24	-	-
FERVENZA	0.05 \pm 0.02a	0.01-0.13	0.07 \pm 0.03a	0.00-0.19	0.18 \pm 0.11b	0.02-0.98

Los coeficientes de variación son, en general, elevados oscilando entre el 42 % en los suelos forestales y en los prados naturales tras la confluencia y el 117 % de los prados naturales de la subcuenca Rego de Abellas.

P en equilibrio tras la adición de 30 $\mu\text{g mL}^{-1}$

En la Tabla 8.12 se recogen los valores de concentración P en equilibrio tras la adición de una solución de 30 $\mu\text{g mL}^{-1}$. Puede apreciarse que en los suelos de la cuenca no hay una tendencia clara, pues mientras que en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas los prados naturales presentan valores más bajos que los suelos forestales, en la zona de la confluencia se observa lo contrario, siendo los prados naturales los que presentan valores medios más elevados que los suelos forestales, de forma semejante a lo observado en el área de Fervenza.

Tabla 8.12.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de concentración de P en equilibrio (P equil.) para los suelos con distintos usos tras la adición de 30 $\mu\text{g mL}^{-1}$ de fósforo; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

P equil. (30 $\mu\text{g mL}^{-1}$)	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	0.61 \pm 0.77a	0.13-3.40	0.38 \pm 0.21b	0.08-1.01	1.59 \pm 1.34c	0.13-6.69
Rego de Abellas	0.64 \pm 1.21a	0.04-8.91	0.21 \pm 0.11b	0.03-0.68	1.68 \pm 1.71c	0.16-9.66
Confluencia	0.20 \pm 0.07a	0.08-0.36	0.66 \pm 0.54b	0.19-2.27	-	-
FERVENZA	0.32 \pm 0.47a	0.04-3.00	0.57 \pm 0.44a	0.06-3.77	1.76 \pm 1.51b	0.18-7.77

Hay que indicar que lo que se observa en todas las zonas es que los prados fertilizados son los que presentan los valores más elevados, siendo 1.59 y 1.68 $\mu\text{g mL}^{-1}$ los valores medios de P en equilibrio obtenidos en los suelos de la cuenca y 1.76 $\mu\text{g mL}^{-1}$ en los del área de Fervenza.

Al comparar estos resultados con los obtenidos para los suelos de Fervenza, se observa que mientras en las tres zonas de la cuenca estudiadas existen diferencias significativas entre todos los suelos de diferente uso, en el área de Fervenza sólo presentan diferencias significativas los prados fertilizados con respecto a los suelos de los demás usos (Tabla 8.12).

Los coeficientes de variación pueden alcanzar valores muy elevados, como en el caso de los suelos forestales de Rego de Abellas que llega al valor del 190 %, aunque hay variaciones mucho más moderadas, pues el coeficiente que presentan los suelos forestales de Fervenza no supera el valor del 34 %.

8.2.2.3. Ordenada de la isoterma de Freundlich

En la Tabla 8.13 se exponen los valores medios de las ordenadas de las isotermas de Freundlich ($\text{Ln } a$), que están relacionadas con la adsorción máxima que puede presentar el suelo. El valor medio más elevado lo presentan, en general, los suelos forestales, excepto en la subcuenca de Fonte Espiño en la que el valor medio de los prados naturales (7.03) supera al de los suelos forestales de esta zona (6.76), aunque las diferencias son muy pequeñas y no significativas.

Tabla 8.13.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la ordenada ($\text{Ln } a$) de la isoterma de Freundlich para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

Ln a	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	6.76 \pm 0.90a	4.88-8.26	7.03 \pm 0.88a	5.77-10.82	5.77 \pm 1.00b	4.30-10.95
Rego de Abellas	7.77 \pm 1.97a	4.78-14.29	7.51 \pm 1.87a	1.07-11.78	5.72 \pm 0.78b	4.61-7.58
Confluencia	8.20 \pm 0.96a	6.58-10.28	6.95 \pm 2.16b	5.22-16.81	-	-
FERVENZA	9.92 \pm 3.01a	5.75-20.27	7.44 \pm 1.33b	5.51-11.66	6.26 \pm 0.88c	4.41-9.37

Por el contrario, en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas las diferencias de los valores medios de la ordenada de Freundlich entre los suelos forestales y los prados fertilizados son significativas, difiriendo así de lo que se observa en la zona de la confluencia y en el área de Fervenza, donde existen diferencias significativas entre los suelos de distinto uso.

La variabilidad que presentan los valores de la ordenada de Freundlich de los suelos de cada uno de los tres usos es baja, como indican sus coeficientes de variación, pues el más bajo, del 12 %, corresponde a los suelos forestales tras la confluencia y el más elevado lo presentan los prados naturales de esta misma zona con un coeficiente del 31 %.

8.2.2.4. Grado de saturación en P

Al estudiar los valores correspondientes al índice de saturación PSD 1 para los suelos bajo diferentes usos (Tabla 8.14). Se observa que no hay una tendencia clara en las distintas subcuencas estudiadas. Así, mientras en la zona de la confluencia y en el área de Fervenza se observa un aumento en el índice PSD 1 al pasar de suelos forestales (1.45 y 1.92 cg mol^{-1} , respectivamente) a prados naturales (2.87 y 7.88 cg mol^{-1}), en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas se produce una disminución en el valor del índice cuando se considera ese cambio de uso; así, mientras que en los suelos forestales se alcanzan valores de 3.01 cg mol^{-1} en Fonte Espiño y 2.28 cg mol^{-1} en Rego de Abellas, en los prados naturales los valores descienden a 2.97 cg mol^{-1} y 1.70 cg mol^{-1} , respectivamente.

Tabla 8.14.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 1 (cg mol^{-1}) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 1	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	3.01 \pm 1.33a	0.94-6.66	2.97 \pm 1.81a	0.66-10.45	16.34 \pm 18.16b	2.60-102.78
Rego de Abellas	2.28 \pm 1.91a	0.44-7.39	1.70 \pm 0.72a	0.31-3.41	10.32 \pm 6.22b	2.38-27.71
Confluencia	1.45 \pm 0.45a	0.54-2.58	2.87 \pm 1.58b	1.32-7.96	-	-
FERVENZA	1.92 \pm 1.41a	0.26-8.22	7.88 \pm 7.09b	0.79-36.02	13.14 \pm 9.63c	2.49-49.25

Hay que indicar que en todas las zonas estudiadas, el índice PSD 1 es más elevado en los prados fertilizados que en los suelos bajo los demás usos, presentando los suelos con este uso diferencias significativas con los forestales y con los prados naturales (Tabla 8.14).

La menor variabilidad de los valores de PSD 1 la presentan los suelos forestales de la confluencia, con un coeficiente de variación del 31 %, mientras que el coeficiente más elevado se observa en los prados fertilizados de Fonte Espiño con un valor del 111 %.

En la Tabla 8.15 se recogen los valores medios obtenidos para el índice de saturación PSD 2 para los suelos bajo diferentes usos de las diversas subcuencas estudiadas. En general, se

observa un incremento en el valor de este índice a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo. Tan sólo se produce una excepción en los prados naturales de Rego de Abellas, que presentan un valor medio ligeramente inferior al de los suelos forestales (0.63 frente a 0.64 cg mol^{-1}) diferencia que, obviamente, no es significativa.

Tanto en todas las zonas de la cuenca como en el área de Fervenza son los prados fertilizados los que presentan los valores medios de PSD 2 más elevados (oscilando entre 6.83 y $10.61 \text{ cg mol}^{-1}$).

Tabla 8.15.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 2 (cg mol^{-1}) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 2	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	$0.80 \pm 0.72a$	0.12-4.18	$1.23 \pm 0.71b$	0.37-3.69	$10.61 \pm 11.11c$	1.15-77.80
Rego de Abellas	$0.64 \pm 0.83a$	0.00-4.90	$0.63 \pm 0.40a$	0.00-1.89	$6.83 \pm 4.28b$	0.28-17.52
Confluencia	$0.39 \pm 0.19a$	0.13-1.07	$1.01 \pm 0.56b$	0.27-2.08	-	-
FERVENZA	$0.95 \pm 1.08a$	0.11-7.45	$5.94 \pm 6.16b$	0.30-27.31	$10.21 \pm 8.44b$	0.13-45.70

En las distintas subcuencas existen diferencias significativas entre los suelos bajo diferentes usos, a excepción de los suelos forestales y los prados naturales de Rego de Abellas como ya se indicó previamente. En el área de Fervenza, sin embargo, son los suelos forestales los que se diferencian significativamente de los suelos bajo los demás usos.

El coeficiente de variación más elevado lo presentan los valores de PSD 2 de los suelos forestales de Rego de Abellas (129 %), mientras que el coeficiente más bajo se observa en los suelos forestales de la confluencia (49 %).

Tabla 8.16.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 3 (dg kg^{-1}) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 3	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	$113.02 \pm 37.44a$	41.52-211.76	$193.20 \pm 84.67b$	82.05-557.18	$619.53 \pm 357.44c$	106.3-1621.8
Rego de Abellas	$99.10 \pm 49.96a$	28.23-228.97	$104.70 \pm 162.04a$	39.34-868.75	$608.14 \pm 337.92b$	150.6-1448.9
Confluencia	$84.62 \pm 24.36a$	33.72-140.94	$156.28 \pm 84.14b$	44.00-499.73	-	-
FERVENZA	$64.60 \pm 35.84a$	8.59-153.57	$303.63 \pm 284.69b$	31.79-1043.00	$619.20 \pm 388.65c$	125.5-2221.4

En la Tabla 8.16 se indican los valores medios del índice de saturación PSD 3. Se observa que en las tres subcuencas la tendencia es la misma que la observada en el área de Fervenza, pues los prados fertilizados presentan los valores medios más elevados (entre 608.14 y $619.53 \text{ dg kg}^{-1}$),

seguidos de los prados naturales (entre 104.70 y 193.20 dg kg⁻¹) y de los suelos forestales (entre 84.62 y 113.02 dg kg⁻¹).

El incremento que se produce en los valores medios a medida que aumenta la intensidad del manejo del suelo es de magnitud suficiente como para que existan diferencias significativas entre los suelos bajo diferentes usos, a excepción de los suelos forestales y los prados naturales de Rego de Abellas para los cuales los valores medios de PSD 3 no son significativamente distintos. La variabilidad que presentan los suelos es moderada, oscilando los coeficientes de variación entre el 29 % de los suelos forestales de la confluencia y el 84 % de los prados naturales de Rego de Abellas.

En la Tabla 8.17 se exponen los valores obtenidos para el índice de saturación PSD 4. De forma semejante a lo observado para el índice de saturación PSD 3 (Tabla 8.16), y tal y como ocurre en los suelos de Fervenza (Tabla 8.17), en las dos subcuencas de Fonte Espiño los prados fertilizados son los que presentan los valores medios más elevados (408.97 y 423.11 dg kg⁻¹), seguido de los prados naturales (entre 34.28 y 84.39 dg kg⁻¹) y, por último, de los suelos forestales que varían entre 22.84 dg kg⁻¹ y 30.60 dg kg⁻¹.

Tabla 8.17.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar del índice de saturación PSD 4 (dg kg⁻¹) para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PSD 4	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm D.S.$	Intervalo	$\bar{x} \pm D.S.$	Intervalo	$\bar{x} \pm D.S.$	Intervalo
Fonte Espiño	30.60±28.31a	4.18-167.76	84.39±53.73b	30.68-399.58	423.11±259.64c	59.3-1443.3
Rego de Abellas	26.61±25.12a	0.00-147.16	34.28±85.79a	0.00-476.32	408.97±258.12b	13.4-1315.9
Confluencia	22.84±10.62a	7.99-65.15	53.63±24.66b	15.13-97.37	-	-
FERVENZA	31.46±25.52a	4.43-139.13	226.87±248.13b	13.24-1063.8	483.82±350.26c	3.4-2061.1

Como consecuencia del importante incremento que se produce en los valores medios de PSD 4 a medida que aumenta la intensidad de manejo del suelo, existen diferencias significativas entre los suelos bajo diferentes usos en las subcuencas de Fonte Espiño, en la confluencia y en el área de Fervenza. Sin embargo, y de forma similar a lo que sucedía en el índice PSD 3, los suelos forestales y los prados naturales de Rego de Abellas no son significativamente distintos (Tabla 8.17).

El coeficiente de variación más elevado lo presentan los valores de PSD 4 de los prados naturales de Rego de Abellas (125 %) y el más bajo los suelos forestales y los prados naturales de la confluencia (46 %).

Cabe destacar que los prados naturales de la subcuenca de Rego de Abellas se comportan de diferente forma en cuanto a los índices PSD 1 y PSD 2 que en cuanto a los índices PSD 3 y

PSD 4, pues mientras que para PSD 1 y PSD 2 los prados naturales presentan valores más bajos que los suelos forestales de la misma subcuenca (Tablas 8.14 y 8.15), para los índices PSD 3 y PSD 4 (Tablas 8.16 y 8.17) los valores medios en los prados se incrementan con respecto a los observados en los suelos forestales. Teniendo en cuenta que los índices PSD 1 y PSD 2 son función del tamaño del complejo absorbente y que los índices PSD 3 y PSD 4 lo son de la capacidad máxima de adsorción, se puede concluir que en los prados naturales el tamaño del complejo adsorbente es proporcionalmente mayor al presentado por los suelos forestales y que la capacidad máxima de adsorción es menor que la de los suelos forestales. De todos modos, hay que recordar que estas diferencias no son significativas.

8.2.2.5. Influencia de la relación suelo – extractante en la desorción del P

Relación 1:100

A continuación se discutirán los valores de P desorbido en los distintos suelos estudiados, cuando se emplea una relación suelo:extractante (agua) de 1:100, tras 30 minutos de extracción.

La Tabla 8.18 muestra los valores de P total desorbido 1:100 (TP 1:100) y en ella puede apreciarse que con el aumento en la intensidad de manejo del suelo se incrementa la concentración de P desorbido, siendo los prados fertilizados los que presentan una mayor concentración de TP 1:100, con un valor medio que varía entre 0.10 y 0.11 mg L⁻¹, valores ligeramente inferiores a los que presentan estos tipos de suelos al abarcar el estudio toda el área de Fervenza (0.14 mg L⁻¹). Las menores concentraciones de P total desorbido se producen en los suelos forestales, coincidiendo el valor medio (0.04 mg L⁻¹) en todas las subcuencas, valor que es similar al obtenido para todo el área de Fervenza.

Las diferencias entre los valores de TP 1:100 obtenidos para los suelos de los tres usos son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %, tanto en todas las zonas de la cuenca como en el área de Fervenza. La variabilidad que presentan los suelos con respecto al TP 1:100 es moderada, oscilando los coeficientes de variación entre el 45 % en los suelos forestales de la confluencia y el 67 % de los prados fertilizados de la subcuenca de Rego de Abellas.

Tabla 8.18.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P total, TP desorbido por los suelos (mg L⁻¹), relación suelo:agua 1:100, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

TP 1:100	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm$ D.S.	Intervalo	$\bar{x} \pm$ D.S.	Intervalo	$\bar{x} \pm$ D.S.	Intervalo
Fonte Espiño	0.04±0.02a	0.01-0.10	0.06±0.04b	0.02-0.19	0.11±0.05c	0.03-0.33
Rego de Abellas	0.04±0.02a	0.01-0.12	0.05±0.03b	0.01-0.13	0.10±0.07c	0.03-0.46
Confluencia	0.04±0.02a	0.00-0.10	0.06±0.04b	0.01-0.20	-	-
FERVENZA	0.04±0.02a	0.01-0.13	0.07±0.03b	0.02-0.17	0.14±0.10c	0.02-0.54

En la Tabla 8.19 se recogen los valores de concentración de MRP desorbido para la relación suelo:agua 1:100 (MRP 1:100). Puede apreciarse como, a diferencia del parámetro anterior, los suelos forestales y los prados naturales coinciden en el valor medio en todas las zonas de la cuenca (0.01 mg L^{-1}), mientras que los prados fertilizados presentan un valor medio más elevado (0.04 mg L^{-1}). El área de Fervenza presenta, por el contrario, diferentes valores medios para los suelos de cada uno de los usos, aumentando dichos valores a medida que se incrementa la intensidad de manejo del suelo (Tabla 8.19).

Tabla 8.19.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la concentración de MRP desorbido por los suelos (mg L^{-1}), relación suelo:agua 1:100, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 1:100	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	$0.01 \pm 0.01a$	0.00-0.03	$0.01 \pm 0.01a$	0.00-0.06	$0.04 \pm 0.03b$	0.00-0.16
Rego de Abellas	$0.01 \pm 0.01a$	0.00-0.05	$0.01 \pm 0.01a$	0.00-0.03	$0.04 \pm 0.03b$	0.00-0.18
Confluencia	$0.01 \pm 0.00a$	0.00-0.01	$0.01 \pm 0.01b$	0.00-0.02	-	-
FERVENZA	$0.02 \pm 0.01a$	0.00-0.05	$0.03 \pm 0.03b$	0.00-0.13	$0.07 \pm 0.07c$	0.00-0.35

En todas las situaciones, los valores medios de concentración de MRP 1:100 para los suelos de cada uso de la cuenca de Fonte Espiño son inferiores a los obtenidos en el área global de Fervenza (Tabla 8.19).

Los valores medios de MRP 1:100 y las desviaciones estándar de los suelos forestales y los prados naturales de las subcuencas de Fonte Espiño y de Rego de Abellas son idénticos pero, en cambio, sí existen diferencias significativas entre estos dos usos del suelo y los prados fertilizados. En la zona de la confluencia también existen diferencias significativas entre los suelos forestales y los prados naturales (Tabla 8.19).

Para todos los tipos de suelo la variabilidad es elevada, oscilando los coeficientes de variación entre el 53 % (suelos forestales de la confluencia) y el 100 % (suelos forestales de Rego de Abellas y prados naturales de Fonte Espiño). Al comparar los intervalos de valores de MRP 1:100 obtenidos para los suelos de cada uso y de las distintas zonas de la cuenca, hay que destacar el total solapamiento que existe en Fonte Espiño entre los suelos forestales ($0.00-0.03 \text{ mg L}^{-1}$) y los prados naturales ($0.00-0.06 \text{ mg L}^{-1}$), siendo los valores obtenidos para esos dos usos claramente inferiores a los valores que presentan los prados fertilizados ($0.00-0.16 \text{ mg L}^{-1}$). Este comportamiento es diferente al observado en el área de Fervenza, pues los intervalos de valores están claramente diferenciados según el uso del suelo (Tabla 8.19).

En la Tabla 8.20 se indican los valores de concentración de P particulado (diferencia entre P total y P inorgánico desorbido) desorbidos para la relación suelo agua 1:100 (PP 1:100). Cabe

destacar que la tendencia es la misma que la observada para el área de Fervenza, esto es, el valor medio más alto lo presentan los prados fertilizados (entre 0.06 y 0.08 mg L⁻¹), seguidos de los prados naturales (entre 0.04 y 0.05 mg L⁻¹) y, por último, de los suelos forestales (0.03 mg L⁻¹).

Tabla 8.20.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la concentración de P particulado, PP, desorbido por los suelos (mg L⁻¹), relación suelo:agua 1:100, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PP 1:100	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	0.03±0.02a	0.01-0.08	0.05±0.03b	0.01-0.16	0.08±0.04c	0.00-0.31
Rego de Abellas	0.03±0.02a	0.01-0.09	0.04±0.02b	0.01-0.10	0.06±0.05b	0.00-0.29
Confluencia	0.03±0.02a	0.00-0.09	0.05±0.04b	0.01-0.18	-	-
FERVENZA	0.02±0.02a	0.00-0.10	0.04±0.02b	0.00-0.08	0.07±0.05c	0.00-0.22

Existen diferencias significativas entre los valores de PP 1:100 obtenidos para los suelos bajo los tres usos en todas las zonas estudiadas, excepto en Rego de Abellas pues en esta subcuenca los prados naturales no presentan diferencias significativas con los prados fertilizados (Tabla 8.20).

Los coeficientes de variación oscilan entre el 51 % de los suelos forestales de la confluencia y el 78 % de los prados fertilizados de Rego de Abellas.

En la subcuenca de Fonte Espiño el intervalo de valores que presentan los suelos forestales (0.01-0.08 mg L⁻¹), queda muy por debajo del que presentan los suelos fertilizados (0.00-0.31 mg L⁻¹); por su parte, los prados naturales, con un intervalo que abarca de 0.01 a 0.16 mg L⁻¹, se sitúan en una posición intermedia, tan próximos a los suelos forestales como a los prados fertilizados (Tabla 8.20).

Relación 1:20

A continuación se exponen los datos de concentración de las distintas formas de P desorbido en todos los suelos de la cuenca de Fonte Espiño investigados, cuando se aplica una relación suelo:agua 1:20 y tras 30 minutos de extracción.

En la Tabla 8.21 se recogen los valores que presenta el P total, TP 1:20, donde la tendencia observada en la cuenca es muy similar a la del área global de Fervenza, pues la cantidad de P desorbido aumenta al incrementarse la intensidad de manejo del suelo.

Cabe destacar que los valores de concentración de P total desorbido en los prados fertilizados de la cuenca son más bajos que los observados en el área de Fervenza (0.41 y 0.30 mg L⁻¹ de Fonte Espiño y Rego de Abellas, respectivamente, frente a 0.53 mg L⁻¹ del área de Fervenza).

Tabla 8.21.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de concentración de P total, TP, desorbido por los suelos (mg L^{-1}), relación suelo:agua 1:20, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

TP 1:20	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	0.14 \pm 0.07a	0.04-0.44	0.21 \pm 0.11b	0.06-0.52	0.41 \pm 0.25c	0.11-1.66
Rego de Abellas	0.12 \pm 0.06a	0.02-0.30	0.21 \pm 0.09b	0.08-0.52	0.30 \pm 0.19c	0.06-1.12
Confluencia	0.11 \pm 0.06a	0.01-0.27	0.22 \pm 0.15b	0.03-0.67	-	-
FERVENZA	0.10 \pm 0.06a	0.02-0.31	0.23 \pm 0.13b	0.06-0.61	0.53 \pm 0.35c	0.09-1.95

Existen diferencias significativas para un nivel de confianza del 99.5 % entre los valores de TP 1:20 de los suelos de los tres usos, en todas las zonas de la cuenca y en el área de Fervenza (Tabla 8.21). Los coeficientes de variación oscilan entre el 44 % de los prados naturales de Rego de Abellas y el 67 % de los prados naturales de la confluencia.

En relación a la concentración de MRP desorbido para la misma relación suelo:agua (MRP 1:20) se observa que (Tabla 8.22), al igual que sucedía para la relación 1:100, los valores medios más elevados los presentan los prados fertilizados (0.06 y 0.07 mg L^{-1}).

De forma semejante a lo encontrado para el MRP 1:100 en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas, los prados naturales y los suelos forestales coinciden en el valor medio de MRP 1:20 (0.02 mg L^{-1}). Los suelos de la zona de la confluencia siguen la tendencia observada en el área de Fervenza, pues los valores medios de los prados naturales (0.02 mg L^{-1}) se duplican con respecto a los de los suelos forestales (0.01 mg L^{-1}).

No existen diferencias significativas entre los suelos forestales y los prados naturales en las subcuencas de Fonte Espiño, Rego de Abellas y en el área de Fervenza, pero sí entre estos dos usos del suelo y los prados fertilizados (Tabla 8.22).

Tabla 8.22.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de concentración de MRP desorbido por los suelos (mg L^{-1}), relación suelo:agua 1:20, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

MRP 1:20	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	0.02 \pm 0.01a	0.00-0.06	0.02 \pm 0.01a	0.00-0.09	0.06 \pm 0.06b	0.01-0.34
Rego de Abellas	0.02 \pm 0.02a	0.00-0.08	0.02 \pm 0.01a	0.00-0.05	0.07 \pm 0.06b	0.00-0.32
Confluencia	0.01 \pm 0.01a	0.00-0.03	0.02 \pm 0.01b	0.01-0.05	-	-
FERVENZA	0.02 \pm 0.02a	0.00-0.09	0.04 \pm 0.03a	0.00-0.17	0.11 \pm 0.14b	0.00-0.71

La variabilidad oscila de moderada a elevada, pues los suelos forestales de la confluencia presentan un coeficiente de variación del 46 %, frente al 94 % que presentan los prados fertilizados de Fonte Espiño. Cabe destacar que los valores de concentración de MRP 1:20 desorbido en la cuenca son muy inferiores a los observados en el área global de Fervenza (Tabla 8.22). Así, el valor medio del área global (0.11 mg L^{-1}) es casi el doble del valor medio de Fonte Espiño (0.06 mg L^{-1}).

En la Tabla 8.23 se recogen los datos correspondientes al P particulado desorbido para una relación suelo:agua 1:20 (PP 1:20), observándose que la tendencia de los suelos de la cuenca de estudio es similar a la del área de Fervenza, pues hay un incremento en la cantidad de P particulado desorbible a medida que aumenta la intensidad del manejo del suelo.

Sin embargo, el incremento en la cantidad de P particulado que se produce en los prados fertilizados con respecto al de los prados naturales no es tan pronunciado como en el área de Fervenza, de forma tal que no existen diferencias significativas entre los prados naturales y los prados fertilizados de la subcuenca de Rego de Abellas. En las demás zonas de la cuenca sí existen diferencias significativas para los diferentes usos del suelo (Tabla 8.23).

Tabla 8.23.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de concentración de P particulado, PP, desorbido por los suelos (mg L^{-1}), relación suelo:agua 1:20, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

PP 1:20	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	$0.12 \pm 0.07a$	0.02-0.39	$0.19 \pm 0.11b$	0.05-0.50	$0.35 \pm 0.23c$	0.06-1.62
Rego de Abellas	$0.10 \pm 0.05a$	0.02-0.28	$0.19 \pm 0.09b$	0.07-0.52	$0.23 \pm 0.16b$	0.04-0.80
Confluencia	$0.10 \pm 0.05a$	0.01-0.25	$0.20 \pm 0.15b$	0.01-0.66	-	-
FERVENZA	$0.08 \pm 0.05a$	0.00-0.26	$0.19 \pm 0.13b$	0.05-0.55	$0.42 \pm 0.27c$	0.00-1.45

La variabilidad de los valores de PP 1:20 oscila entre el 49 % de los prados naturales de Rego de Abellas y el 73 % de los prados naturales de la confluencia.

8.2.3. Concentración de P desorbido en función de la relación suelo:agua

Al estudiar los valores de la ordenada (m) obtenidos para el P total (partiendo de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de P en función de la dilución) en los suelos bajo diferentes usos de la cuenca de Fonte Espiño (Tabla 8.24), se observa que los prados fertilizados son los que presentan los valores de la concentración de P con respecto a la dilución más elevados (entre 0.68 y 0.97), seguidos de los prados naturales (entre 0.48 y 0.52) y de los suelos forestales (entre 0.25 y 0.32).

Tabla 8.24.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la ordenada (m) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de P total, TP (mg L^{-1}), en función de la dilución, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m TP	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	$0.32 \pm 0.18a$	0.06-1.08	$0.48 \pm 0.27b$	0.13-1.25	$0.97 \pm 0.65c$	0.21-4.13
Rego de Abellas	$0.27 \pm 0.13a$	0.03-0.75	$0.50 \pm 0.24b$	0.18-1.46	$0.68 \pm 0.44c$	0.01-2.36
Confluencia	$0.25 \pm 0.14a$	0.03-0.66	$0.52 \pm 0.37b$	0.05-1.69	-	-
FERVENZA	$0.22 \pm 0.14a$	0.00-0.69	$0.52 \pm 0.35b$	0.11-1.54	$1.25 \pm 0.89c$	0.00-5.08

A medida que aumenta la intensidad del manejo del suelo se incrementa el valor de la ordenada para el P total, como reflejan los valores medios para cada uso del suelo, siendo significativas las diferencias encontradas entre los tres tipos de suelo en todas las zonas de la cuenca, tal como lo fueron en el área de Fervenza.

Los coeficientes de variación que presentan los valores de m para P total de los suelos en las distintas zonas son moderados, oscilando entre el 49 % de los prados naturales de Rego de Abellas y el valor de 71 % de los prados naturales de la zona tras la confluencia.

En la Tabla 8.25 se recogen los valores de la ordenada (m) para el MRP (m MPRP). Al igual que sucedía para el P total, son los prados fertilizados los que presentan los valores medios más elevados (0.11 y 0.12) pero, a diferencia del parámetro anterior, ahora los prados naturales y los suelos fertilizados de Rego de Abellas y de Fonte Espiño, coinciden en el valor medio (0.04).

En los prados naturales de la confluencia, al igual que sucede en el área de Fervenza, aumenta el valor de la ordenada para MRP respecto a la de los suelos forestales, aunque este incremento no es importante, pues en ningún caso existen diferencias significativas entre los valores de m MRP para estos dos usos del suelo. Diferencias que sí se observan entre los prados fertilizados y los demás usos del suelo, tanto suelos forestales como prados naturales, en todas las subcuencas donde están presentes (Tabla 8.25).

Tabla 8.25.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la ordenada (m) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de MRP (mg L^{-1}), en función de la dilución, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m MRP	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	$0.04 \pm 0.02a$	0.00-0.12	$0.04 \pm 0.02a$	0.01-0.15	$0.11 \pm 0.12b$	0.01-0.71
Rego de Abellas	$0.04 \pm 0.03a$	0.01-0.19	$0.04 \pm 0.02a$	0.01-0.09	$0.12 \pm 0.10b$	0.01-0.59
Confluencia	$0.03 \pm 0.02a$	0.01-0.07	$0.04 \pm 0.02a$	0.02-0.12	-	-
FERVENZA	$0.04 \pm 0.04a$	0.00-0.21	$0.05 \pm 0.05a$	0.00-0.26	$0.19 \pm 0.26b$	0.00-1.42

Los coeficientes de variación de los valores de m MRP obtenidos para todos los suelos de la cuenca oscilan entre el 52 % de los prados naturales de la confluencia y el 101 % de los prados fertilizados de Fonte Espiño.

En la Tabla 8.26, se exponen los datos del parámetro m (ordenada en el origen de la ecuación que relaciona la desorción con la dilución) para la desorción del fósforo particulado (m PP) para los suelos analizados. La tendencia de variación con la intensidad del uso es similar a la observada para el P total, puesto que los valores medios se incrementan conforme se intensifica el manejo del suelo. Hay que indicar que los valores observados para los prados fertilizados de la cuenca están muy por debajo de los observados en el área de Fervenza, pues mientras en Fonte Espiño y Rego de Abellas se alcanzan valores de 0.86 y 0.56, respectivamente, en Fervenza se han obtenido valores de 1.07.

Las diferencias entre los valores de m obtenidos para el P particulado de los suelos de diferentes usos son significativas, a excepción de la zona de Rego de Abellas donde no existen tales diferencias entre los prados naturales y los prados fertilizados (Tabla 8.26).

Tabla 8.26.- Intervalo de valores, valores medios y desviaciones estándar de la ordenada (m) de la ecuación descrita por Øgaard para evaluar el riesgo de pérdidas de P particulado, PP (mg L^{-1}), en función de la dilución, para los suelos bajo diferentes usos; letras diferentes indican que las diferencias entre medias en cada fila son significativas para un nivel de confianza del 99.5 %.

m PP	Forestales		Prados naturales		Prados fertilizados	
	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo	$\bar{x} \pm \text{D.S.}$	Intervalo
Fonte Espiño	0.28 \pm 0.17a	0.03-0.96	0.44 \pm 0.26b	0.10-1.23	0.86 \pm 0.61c	0.15-4.06
Rego de Abellas	0.23 \pm 0.13a	0.02-0.71	0.46 \pm 0.25b	0.16-1.45	0.56 \pm 0.40 b	0.01-1.77
Confluencia	0.22 \pm 0.14a	0.02-0.62	0.48 \pm 0.36b	0.00-1.66	-	-
FERVENZA	0.18 \pm 0.14a	0.00-0.64	0.47 \pm 0.34b	0.09-1.46	1.07 \pm 0.74c	0.00-4.16

La variabilidad más baja se produce para los valores de m de los prados naturales de Rego de Abellas, donde el coeficiente de variación es del 54 %, y los más elevados se dan en los prados naturales de la confluencia, con un coeficiente del 76 %.

8.3. Características de las aguas que drenan la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas

8.3.1. Parámetros físicos y físico-químicos

Tras hacer un estudio detallado del P en los suelos de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas, se realiza el estudio de algunos parámetros químicos y físico-químicos del agua en estos dos ríos, pues se debe tener en cuenta que la contaminación difusa en un área agrícola puede ser particularmente perjudicial para la calidad del agua, porque las aguas de escorrentía y drenaje no reciben ningún tratamiento, contienen a menudo elevadas cantidades de nutrientes y de materia orgánica y las pérdidas de nutrientes tienen lugar de forma esporádica durante episodios de

precipitación intensos procedentes de fuentes que son difíciles de identificar, de cuantificar y de controlar.

En la Tabla 8.27 se recogen los valores medios y las desviaciones estándar de las distintas propiedades medidas durante el período de estudio en cada uno de los puntos muestreados en los ríos de Fonte Espiño (puntos 4, 3, 2) y Rego de Abellas (puntos 5, 6, 7 y 8), así como tras la confluencia de los mismos (punto 1), puntos cuya situación ha sido indicada en el mapa incluido en el apartado de Material y Métodos.

En ambos ríos se observa un incremento del valor de pH a medida que nos alejamos del nacimiento pero, mientras que en Fonte Espiño la diferencia de pH entre los dos puntos más distantes es de 1.0 unidad (de 5.7 a 6.7), en Rego de Abellas apenas alcanza las 0.3 unidades (de 6.5 a 6.8). Cabe destacar que ambos ríos presentan valores de pH muy diferentes en los puntos más próximos a su correspondiente nacimiento; así, Fonte Espiño presenta un valor de pH de 6.5 y Rego de Abellas lo presenta de 5.7, es decir 0.8 unidades de diferencia. Tras la confluencia el valor de pH es de 6.8.

Las concentraciones de sólidos en suspensión difieren a lo largo de los dos ríos, aunque la evolución a lo largo de ambos cursos sea muy semejante. Así, en Fonte Espiño se produce un incremento de este parámetro en el punto 3, situado en el tramo medio del río, para disminuir en el punto final, mientras que en Rego de Abellas hay un aumento progresivo desde el nacimiento hasta el trayecto final del río. Cabe destacar que, a pesar de las diferencias, en ambos ríos la concentración de sólidos en suspensión en las aguas del final del río es el doble en relación a la concentración presente en el inicio del curso. Es decir, en el punto 2, punto final de muestreo de Fonte Espiño, la concentración de sólidos en suspensión es de 2.4 mg L^{-1} , que es el doble de la encontrada en el punto 4 (1.2 mg L^{-1}); lo mismo sucede en Rego de Abellas, pues en el punto 8 hay 2.0 mg L^{-1} de sólidos en suspensión, que es prácticamente el doble de lo observado en el punto 5 (1.1 mg L^{-1}). Tras la confluencia de ambos ríos la cantidad de sólidos en suspensión aumenta, alcanzando el valor de 3.1 mg L^{-1} (Tabla 8.27). Estos incrementos sugieren un aporte de partículas a los ríos como consecuencia de la erosión de los terrenos cercanos a los cauces.

En cuanto al contenido en C total la tendencia en ambos ríos también es similar: se produce un incremento en la concentración de este elemento conforme se avanza aguas abajo. Pero, de forma análoga a lo observado para el pH, el incremento que se registra en Fonte Espiño es considerablemente más pronunciado que el observado en Rego de Abellas. Así, en Fonte Espiño entre el punto 2 (4.7 mg L^{-1}) y el punto 4 (7.1 mg L^{-1}) hay una diferencia de 2.4 mg L^{-1} , mientras que en Rego de Abellas entre el punto 5 (6.0 mg L^{-1}) y el punto 8 (6.1 mg L^{-1}) la diferencia es de tan sólo 0.1 mg L^{-1} . Hay que indicar que en los puntos muestreados localizados en el tramo medio el valor medio es un poco mayor que los valores en los puntos anterior y posterior; así, en el punto 6 de Rego de Abellas el valor de este parámetro es de 6.3 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

El valor de C total que presentan los ríos tras la confluencia es mayor que el de los dos por separado, alcanzando el valor de 8.5 mg L^{-1} en el punto 1 (Tabla 8.27).

La concentración de carbono orgánico total (COT) aumenta en el punto final del río con respecto al inicio en Fonte Espiño, pero disminuye en Rego de Abellas. Las oscilaciones son más pronunciadas en Fonte Espiño, siendo el valor alcanzado en el último punto de cada río muy similar, pues en el punto 2 se observa un valor de 3.5 mg L^{-1} y en el punto 8 de Rego de Abellas el valor es de 3.8 mg L^{-1} . Destaca el incremento que se produce en la concentración de COT que se produce tras la confluencia, pues el valor de concentración alcanza los 5.6 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

De forma general hay que indicar que las tres formas de nitrógeno (N total, N-NH_4^+ , y de N-NO_3^-) se incrementan en el tramo final de los ríos de Fonte Espiño y de Rego de Abellas, aunque presentan diferencias en el transcurso del río. Las concentraciones de N total se incrementan de forma paulatina a medida que nos alejamos del nacimiento en los dos ríos estudiados, alcanzando en el último punto de ambos el valor de 0.5 mg L^{-1} . Tras la confluencia este valor se incrementa, alcanzando 0.7 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

Un comportamiento análogo se observa en el catión amonio, N-NH_4^+ , pues se produce un aumento moderado de la concentración en ambos ríos, alcanzando un valor muy similar en el punto final de cada río (0.21 mg L^{-1} en el punto 2 de Fonte Espiño y 0.20 mg L^{-1} en el punto 8 de Rego de Abellas). De forma similar a lo observado para el N total, tras la confluencia la concentración de N-NH_4^+ aumenta y alcanza el valor de 0.31 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

En lo que respecta a las formas de N-NO_3^- , en ambos ríos hay un aumento de los valores encontrados en el último punto muestreado con respecto al primero, pero la evolución a lo largo del río es distinta, pues en Fonte Espiño se produce un aumento progresivo, mientras que en Rego de Abellas hay oscilaciones en los valores medios, alternándose incrementos y descensos en la concentración de N-NO_3^- . Hay que indicar que Fonte Espiño registra valores de concentración muy superiores a los de Rego de Abellas, siendo el valor encontrado en el punto 2 de 6.8 mg L^{-1} frente al valor de 3.0 mg L^{-1} del punto 8 de Rego de Abellas (Tabla 8.27). El que se den estos valores en Fonte Espiño puede deberse al empleo de fertilizantes nitrogenados que se aplican en los suelos que drena este río, pues en su mayoría son prados fertilizados, en los que estas prácticas son comunes.

Tras la confluencia el valor de concentración observado es intermedio, pues alcanza los 4.6 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

En Fonte Espiño la concentración de los cationes monovalentes Na^+ y K^+ aumenta de manera progresiva y leve a medida que se sigue el curso del río. En Rego de Abellas los valores de Na^+ se mantienen constantes en los tres primeros puntos, para aumentar ligeramente al final del río y el K^+ aumenta en el segundo punto muestreado, para permanecer ya constante hasta el punto 8. Comparativamente los valores de estos cationes son más elevados en Fonte Espiño que en Rego de Abellas; así, en el punto 2 el Na^+ presenta un valor medio de 7.5 mg L^{-1} , valor que es mayor al

observado en el punto 8 de Rego de Abellas (6.3 mg L^{-1} ; Tabla 8.27). El incremento que se produce del catión Na^+ procede, muy probablemente, de la meteorización del material originario y puede estar relacionado indirectamente con la mineralización de la materia orgánica (Sposito, 1989). El aumento continuo observado puede estar relacionado con la aplicación de fertilizantes en la zona, ya que otros procesos que incrementan la concentración de estos iones en el agua, tales como los vertidos industriales o de depuradora (Alfaro Monge, 2004), no creemos que se hayan producido dado el carácter eminentemente rural de la cuenca de estudio.

En lo que respecta al K^+ , el valor alcanzado en Fonte Espiño es de 1.0 mg L^{-1} mientras que en Rego de Abellas no supera los 0.5 mg L^{-1} . Tras la confluencia, los valores de los cationes son más próximos a los observados en Fonte Espiño que en Rego de Abellas, ya que la concentración de Na^+ es de 7.1 mg L^{-1} y la de K^+ es de 0.9 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

El K^+ en aguas naturales procede de la meteorización del material de partida del suelo, en altas concentraciones se asocia con actividades agropecuarias y en Galicia especialmente con el abonado con purín (Carballas y Díaz-Fierros, 1990), lo que justificaría los valores mayores observados en Fonte Espiño, ya que en esta subcuenca dominan los prados fertilizados.

Las concentraciones de los cationes divalentes Ca^{2+} y Mg^{2+} aumentan de forma progresiva en ambos ríos a medida que nos alejamos del nacimiento. El incremento de los dos cationes es más pronunciado en Fonte Espiño, alcanzando valores en su tramo final superiores a los registrados en Rego de Abellas. Así, en el punto 2 los valores observados son de 3.7 mg L^{-1} y 1.7 mg L^{-1} para el Ca^{2+} y el Mg^{2+} , respectivamente, mientras que en Rego de Abellas (punto 7) los valores son de 2.0 mg L^{-1} para el Ca^{2+} y de 0.9 mg L^{-1} para el Mg^{2+} . Tras la confluencia los valores registrados son intermedios, pues se observa el valor de 2.8 mg L^{-1} para el Ca^{2+} y el de 1.3 mg L^{-1} para el Mg^{2+} (Tabla 8.27). En suelos naturalmente ácidos los cationes divalentes, Ca^{2+} y Mg^{2+} , proceden de la meteorización de la roca y, además, el calcio puede proceder de los exoesqueletos de algunos invertebrados y de los huesos de los vertebrados ricos en CaCO_3 . En áreas agrícolas de mayor presencia se reflejan los efectos de las labores de enmiendas y fertilizaciones. Por ello, no puede extrañar una mayor concentración en el área de Fonte Espiño frente a los menores valores observados en Rego de Abellas.

En los valores de silicio se observan pequeñas oscilaciones a lo largo de los ríos de Fonte Espiño y Rego de Abellas, siendo en ambos casos prácticamente idéntica la concentración observada en el primero y en el último tramo del río. Fonte Espiño registra una concentración más elevada que Rego de Abellas, pues en el punto 2 el valor de Si es de 2.5 mg L^{-1} , frente al valor de 2.0 mg L^{-1} del punto 8 de Rego de Abellas. Tras la confluencia, la concentración de Si alcanza un valor intermedio, concretamente de 2.3 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

El hierro presenta un comportamiento diferente a lo largo de los dos ríos. Así, en Fonte Espiño se produce un fuerte incremento en el tramo medio y ese valor permanece constante hasta el final, mientras que en Rego de Abellas se produce igualmente un incremento en el tramo

medio, pero un descenso hacia el tramo final, registrando el punto 8 el valor de concentración más bajo, 0.012 mg L^{-1} . Hay que indicar que a pesar de corresponderse con el valor más bajo del río Rego de Abellas, dicho valor es el doble del observado para Fonte Espiño, donde no se superan los 0.06 mg L^{-1} . Tras la confluencia, el valor medio supera al registrado en el último punto de Rego de Abellas pues alcanza la concentración de 0.13 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

Originariamente el hierro procede de la meteorización de la roca y del lavado del suelo y se encuentra en aguas superficiales como Fe^{3+} , aunque tiende a formar ligandos organometálicos y precipitados (Dojlido y Best, 1993).

Los aniones monovalentes, HCO_3^- y Cl^- , experimentan un incremento paulatino hacia el tramo medio y final de ambos ríos. Para los dos aniones estudiados los valores observados en Fonte Espiño son más elevados que los de Rego de Abellas. Así, mientras que en el tramo final de Fonte Espiño se alcanzan valores de 16.1 mg L^{-1} y de 7.5 mg L^{-1} para la concentración de HCO_3^- y de Cl^- respectivamente, en Rego de Abellas se obtienen valores de concentración de 12.0 mg L^{-1} y 6.2 mg L^{-1} para esos mismos parámetros. Tras la confluencia, el valor de Cl^- se corresponde con el de Fonte Espiño, mientras que para el anión HCO_3^- el valor encontrado es intermedio, concretamente de 13.3 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

El comportamiento de los bicarbonatos, además de estar ligado a los factores de formación (fuentes geomorfológicas), que suelen estar influenciados por fenómenos de dilución, se relaciona indirectamente con el desarrollo de la actividad microbiana en los suelos. Así, los microorganismos descomponedores de la materia orgánica liberan CO_2 , que da origen a los bicarbonatos.

La presencia del ión Cl^- puede ser el resultado de la deposición atmosférica, de los efluentes industriales o de la escorrentía agrícola procedente de la propia cuenca (Cook, 1998).

La evolución del ión sulfato, SO_4^{2-} , difiere en los ríos estudiados. En Fonte Espiño se produce un aumento progresivo y considerable (1.6 mg L^{-1} de diferencia entre el punto 2 y el punto 4), mientras que en Rego de Abellas se observan pequeñas oscilaciones, siendo la diferencia del valor medio de SO_4^{2-} de 0.1 mg L^{-1} y los valores más elevados en el punto 8 que en el punto 5. La concentración de SO_4^{2-} es más elevada en Fonte Espiño que en Rego de Abellas, probablemente debido al aporte de fertilizantes que se aplican en estos suelos, pues abundan los prados fertilizados (Tabla 8.27).

Tras la confluencia, el valor de concentración del SO_4^{2-} es más próximo al registrado en Fonte Espiño, alcanzando los 4.4 mg L^{-1} (Tabla 8.27).

Los dos ríos presentan la misma tendencia de forma general, puesto que la mayoría de las propiedades evaluadas presentan los valores más bajos en los puntos próximos al nacimiento, aumentando progresivamente a lo largo del trayecto del río. En Fonte Espiño hay una excepción a esta tendencia en el silicio, pues el valor más elevado se observa en el punto 4, que es el punto que está más próximo al nacimiento del río. En Rego de Abellas las propiedades que presentan

valores más elevados en los puntos 5 y 6, cerca del nacimiento del río, son el carbono orgánico total y el hierro (Tabla 8.27).

Tabla 8.27.- Valores medios y desviaciones de los parámetros determinados en los puntos de muestreo de los ríos de Fonte Espiño y Rego de Abellas y tras la confluencia de ambos (Excepto en el caso del pH, valores en mg L^{-1}).

	Fonte Espiño			Rego de Abellas				Confluencia
	4	3	2	5	6	7	8	1
pH	5.7 \pm 0.2	6.4 \pm 0.2	6.7 \pm 0.2	6.5 \pm 0.3	6.5 \pm 0.3	6.6 \pm 0.3	6.8 \pm 0.3	6.8 \pm 0.3
Sol. susp.	1.2 \pm 2.5	3.6 \pm 5.1	2.4 \pm 2.9	1.1 \pm 1.5	1.5 \pm 1.8	1.8 \pm 2.5	2.0 \pm 2.9	3.1 \pm 4.0
C total	4.7 \pm 1.4	5.8 \pm 2.2	7.1 \pm 2.6	6.0 \pm 2.0	6.3 \pm 1.7	5.9 \pm 1.7	6.1 \pm 1.6	8.5 \pm 3.6
COT	2.7 \pm 1.6	3.7 \pm 2.0	3.5 \pm 1.8	4.1 \pm 2.1	4.2 \pm 1.8	3.8 \pm 1.8	3.8 \pm 1.7	5.6 \pm 3.2
N total	0.3 \pm 0.3	0.5 \pm 0.3	0.5 \pm 0.4	0.4 \pm 0.2	0.4 \pm 0.3	0.5 \pm 0.3	0.5 \pm 0.3	0.7 \pm 0.5
N-NH ₄ ⁺	0.14 \pm 0.10	0.18 \pm 0.10	0.21 \pm 0.14	0.17 \pm 0.11	0.17 \pm 0.12	0.18 \pm 0.15	0.20 \pm 0.12	0.31 \pm 0.18
N-NO ₃ ⁻	6.1 \pm 1.1	6.4 \pm 1.7	6.8 \pm 1.5	2.8 \pm 1.6	2.5 \pm 1.0	2.7 \pm 1.0	3.0 \pm 1.0	4.6 \pm 1.1
Na ⁺	7.1 \pm 1.2	7.2 \pm 1.1	7.5 \pm 1.5	6.1 \pm 1.0	6.1 \pm 0.9	6.1 \pm 1.0	6.3 \pm 1.0	7.1 \pm 1.0
K ⁺	0.8 \pm 0.2	0.9 \pm 0.4	1.0 \pm 0.4	0.4 \pm 0.3	0.5 \pm 0.3	0.5 \pm 0.3	0.5 \pm 0.2	0.9 \pm 0.4
Ca ²⁺	1.4 \pm 0.3	2.4 \pm 0.8	3.7 \pm 1.3	1.7 \pm 1.0	1.8 \pm 0.6	1.8 \pm 0.7	2.0 \pm 0.6	2.8 \pm 0.9
Mg ²⁺	1.0 \pm 0.6	1.3 \pm 0.8	1.7 \pm 1.0	0.8 \pm 0.5	0.8 \pm 0.6	0.8 \pm 0.5	0.9 \pm 0.6	1.3 \pm 0.8
Si	2.6 \pm 1.4	2.0 \pm 1.2	2.5 \pm 1.3	2.0 \pm 1.1	1.9 \pm 1.0	2.0 \pm 1.1	2.0 \pm 1.1	2.3 \pm 1.2
Fe	0.01 \pm 0.02	0.06 \pm 0.05	0.06 \pm 0.05	0.13 \pm 0.06	0.19 \pm 0.06	0.14 \pm 0.06	0.12 \pm 0.05	0.13 \pm 0.05
HCO ₃ ⁻	9.8 \pm 1.8	11.0 \pm 2.2	16.1 \pm 3.0	10.0 \pm 3.6	10.8 \pm 2.9	11.4 \pm 3.1	12.0 \pm 3.1	13.3 \pm 3.5
Cl ⁻	7.1 \pm 4.9	7.5 \pm 4.4	7.5 \pm 4.6	5.9 \pm 3.6	6.0 \pm 3.7	6.0 \pm 3.7	6.2 \pm 3.9	7.5 \pm 4.8
SO ₄ ²⁻	2.9 \pm 1.4	3.9 \pm 1.4	4.5 \pm 0.9	3.3 \pm 1.0	3.4 \pm 1.0	3.6 \pm 1.2	3.4 \pm 0.8	4.4 \pm 2.4

En general, como se aprecia en la Tabla 8.27, las aguas de Fonte Espiño presentan valores de concentración más elevados en la práctica totalidad de los parámetros estudiados que las de Rego de Abellas. Estas diferencias se producen como consecuencia, muy probablemente, de la mayor intensidad de manejo que sufren los suelos que rodean Fonte Espiño en comparación con los que delimitan o que conforman la subcuenca del río Rego de Abellas, pues mientras en Fonte Espiño abundan los prados fertilizados, en Rego de Abellas son los suelos forestales los que predominan.

Entre todas las propiedades estudiadas, los incrementos más elevados en concentración a lo largo del río se observan en Fonte Espiño en los sólidos en suspensión (del primer punto de muestreo al tercero se duplica la cantidad que pasa de 1.2 a 2.4 mg L^{-1}), en el calcio (pasa de 1.4 en el punto 4 a 3.7 mg L^{-1} en el punto 2) y en el bicarbonato (oscila de 9.8 mg L^{-1} en el punto 4 a 16.1 en el punto 2) y los más leves se observan en Rego de Abellas, en el magnesio y en el potasio, que prácticamente se mantienen constantes a lo largo del río.

En la Tabla 8.27 también se exponen los niveles medios y las desviaciones obtenidas para el punto 1, es decir, tras la confluencia de los dos ríos. En general, se puede indicar que tras la

confluencia las aguas presentan valores intermedios, aunque cabe destacar que hay propiedades que presentan valores más elevados que los observados en los ríos por separado, éste es el caso del carbono y del nitrógeno total, del carbono orgánico total o del nitrógeno en forma amoniacal.

8.3.2. Formas de fósforo

El estudio de la concentración de P en las aguas de los ríos de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas se hizo de manera más detallada. Así, se determinaron las distintas formas de P, esto es, P total, MRP y P particulado (considerado como la diferencia entre P total y MRP).

Tabla 8.28.- Valores medios, mínimos y máximo obtenidos para el P total, MRP y P particulado (mg L^{-1}) en los puntos de muestreo a lo largo de los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas y tras la confluencia de ambos.

	Punto de muestreo	P total			MRP			P particulado		
		Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media
Fonte Espiño	4	0.009	0.061	0.023	0.001	0.030	0.013	0.001	0.049	0.010
	3	0.009	0.103	0.028	0.003	0.034	0.013	0.000	0.081	0.015
	2	0.005	0.085	0.027	0.001	0.032	0.013	0.001	0.081	0.014
Rego de Abellas	5	0.005	0.085	0.017	0.001	0.021	0.011	0.000	0.077	0.007
	6	0.006	0.055	0.021	0.001	0.027	0.012	0.000	0.043	0.009
	7	0.008	0.072	0.022	0.001	0.033	0.012	0.001	0.046	0.009
	8	0.005	0.054	0.022	0.002	0.031	0.013	0.001	0.043	0.009
Confluencia	1	0.004	0.079	0.026	0.002	0.029	0.013	0.000	0.066	0.013

En la Tabla 8.28 se indican los valores medios, máximos y mínimos obtenidos para las distintas formas de P, en cada uno de los puntos de muestreo a lo largo del río Fonte Espiño, de Rego de Abellas y tras la confluencia de ambos. Al igual que sucedía con los parámetros determinados en las aguas de los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas, los valores de concentración de las distintas formas de P (P total, MRP y P particulado) se incrementan de forma progresiva al aumentar la distancia respecto del nacimiento del río. En general, Fonte Espiño presenta los valores medios más elevados para las tres formas de P, y destacan los valores de P particulado alcanzados en este río (0.015 mg L^{-1} en el punto 3), frente a los obtenidos en Rego de Abellas (0.009 mg L^{-1} , puntos 6, 7 y 8). Hay que indicar que en el P particulado se incluyen formas de P inorgánico condensado. El que las aguas de Fonte Espiño presenten valores de P particulado más elevados que los encontrados en Rego de Abellas puede deberse a la erosión y a la adición de fertilizantes que se produce en Fonte Espiño, donde predominan los prados fertilizados, contrariamente al área de Rego de Abellas, donde el uso del suelo es fundamentalmente forestal.

Cabe destacar que en Rego de Abellas los valores máximos más elevados de P particulado (0.077 mg L^{-1}) y de P total (0.085 mg L^{-1}) se producen en el punto 5, próximo al nacimiento del río (Tabla 8.28).

Tras la confluencia de ambos ríos, los valores obtenidos de las distintas formas de P son intermedios, aunque ligeramente más próximos a los registrados en Fonte Espiño.

El valor máximo más elevado de P total se localiza en el tramo medio (punto 3) de Fonte Espiño y se corresponde con 0.103 mg L^{-1} (Tabla 8.28).

8.3.3. Variación temporal de las formas de P (P total, MRP y P particulado)

Una vez evaluados los valores medios, máximos y mínimos de las diferentes formas de P en los puntos muestreados en los ríos de la cuenca, se realiza el estudio pormenorizado de la evolución anual de cada una de las formas de fósforo en cada uno de los puntos muestreados, con el fin de conocer cómo se comportan a lo largo del período estudiado.

8.3.3.1. Fonte Espiño

Punto 4

La evolución del P total y del P particulado (no representado pero que se puede visualizar como la diferencia entre P total y MRP) es similar a lo largo de todo el período de estudio, presentando ambas formas de P picos en los que aumenta la concentración en los meses de mayo y julio de 2002 y en enero, julio y noviembre de 2003 (Figura 8.1). A pesar de las semejanzas, que se mantienen a lo largo del año, los valores máximos de concentración de cada una de estas dos formas de P se obtienen en meses distintos. Así, el máximo de concentración de P total, con un valor de 0.061 mg L^{-1} , se da en el mes de julio de 2002, mientras que el máximo de concentración del P particulado se observa en enero de 2003 (0.049 mg L^{-1}).

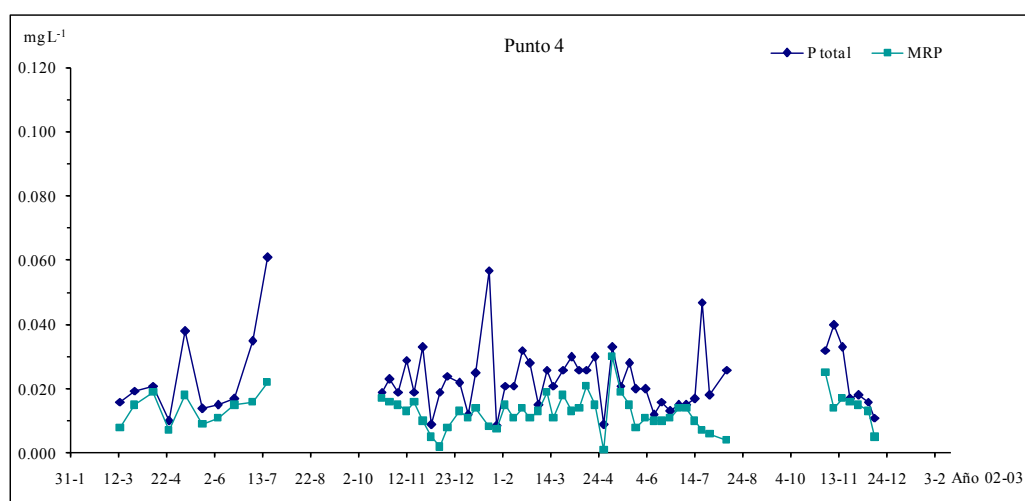


Figura 8.1.- Evolución anual del P total y del MRP en el punto de muestreo 4.

Lo mismo sucede con los valores mínimos, pues el P total presenta su valor mínimo (0.009 mg L^{-1}) en abril, mientras que el P particulado lo alcanza (0.001 mg L^{-1}) repetidas veces (en enero, julio y noviembre) a lo largo de todos los meses de estudio.

El MRP presenta una tendencia más lineal, con oscilaciones más moderadas y con un rango de valores que abarca desde el mínimo (0.001 mg L^{-1}) que se observa en abril de 2003, hasta el valor máximo que se corresponde con 0.030 mg L^{-1} y que se alcanza en mayo de 2003.

Al comparar las concentraciones que presenta el P particulado con respecto al MRP a lo largo del período de estudio, se observa que existe una alternancia entre las dos formas de P sin que sea posible establecer una relación entre las estaciones y los incrementos o descensos en cada uno de los parámetros.

Punto 3

El P particulado presenta el mismo comportamiento que el P total a lo largo de todo el período de estudio, salvo en el mes de julio de 2002, en el que el P total aumenta como consecuencia del incremento que se produce en la concentración del MRP, mientras que el P particulado disminuye. De forma semejante a lo que ocurría en el punto anteriormente descrito (punto 4), los picos de mayor concentración del P total se deben a las elevadas concentraciones del P particulado.

En el P total y en el P particulado se observa una tendencia clara a que los valores aumenten en los meses de invierno y después disminuyan paulatinamente, presentando los valores más bajos en los meses de verano. Hay que indicar que en los primeros meses del estudio (marzo, abril de 2002), la concentración de P particulado se incrementa de forma considerable, comportamiento que no se reproduce en ese mismo período al año siguiente (Figura 8.2).

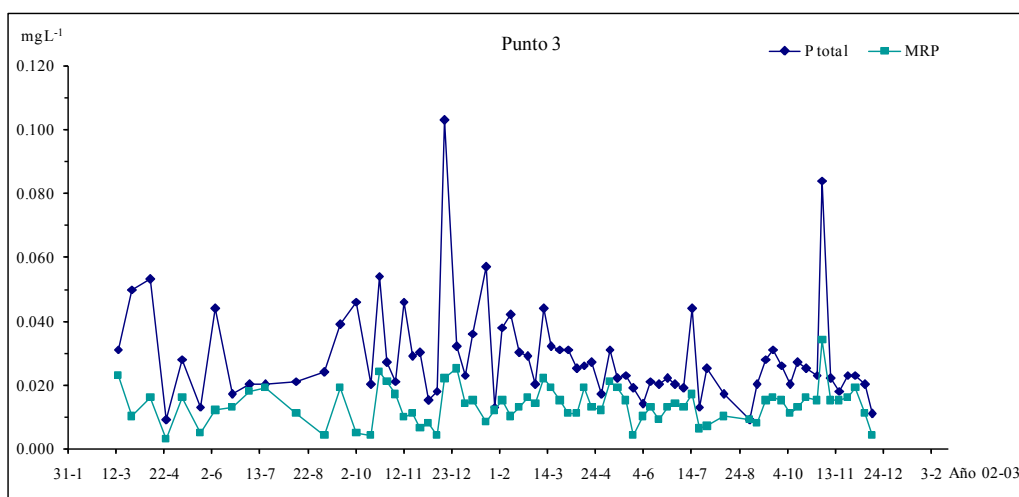


Figura 8.2.- Evolución anual del P total y del MRP en el punto de muestreo 3.

La tendencia observada para el P total y el P particulado no se mantiene en el caso del MRP, para el que las oscilaciones que se producen son menores (la concentración oscila entre 0.003 mg L^{-1} que se alcanza en abril de 2002 y 0.034 mg L^{-1} que se obtiene en noviembre de 2003), frente a la concentración que presentan el P total y el P particulado, cuyos valores mínimos (0.009 mg L^{-1} y 0.000 mg L^{-1} , respectivamente) se alcanzan en febrero de 2002 (hay que indicar además que el P total alcanza nuevamente este valor mínimo en abril de 2002). El máximo lo presentan en diciembre de 2002, con 0.103 mg L^{-1} para el P total y 0.081 mg L^{-1} para el P particulado.

La evolución del MRP (Figura 8.2) a lo largo de todo el período de estudio es bastante uniforme, presentando, salvo en los meses de verano, valores más bajos que el P particulado.

Punto 2

En este punto el P total presenta fluctuaciones moderadas a lo largo de todo el año, y, similarmente a lo observado en los otros puntos ya descritos, los picos en los que la concentración es más elevada se deben a los valores que presenta el P particulado (Figura 8.3). Así, destacan los altos valores observados al inicio de mayo (0.054 mg L^{-1} y 0.037 mg L^{-1} para el P total y el P particulado, respectivamente), de octubre a diciembre de 2002, en la segunda quincena de julio de 2003 (0.068 mg L^{-1} y 0.052 mg L^{-1} para el P total y el P particulado respectivamente) y a inicios de noviembre de 2003.

Durante todo el período de estudio, la evolución del P particulado es la misma que la del P total, presentando ambos el valor máximo en octubre de 2002 con una concentración de 0.081 mg L^{-1} el P particulado y 0.085 mg L^{-1} el P total.

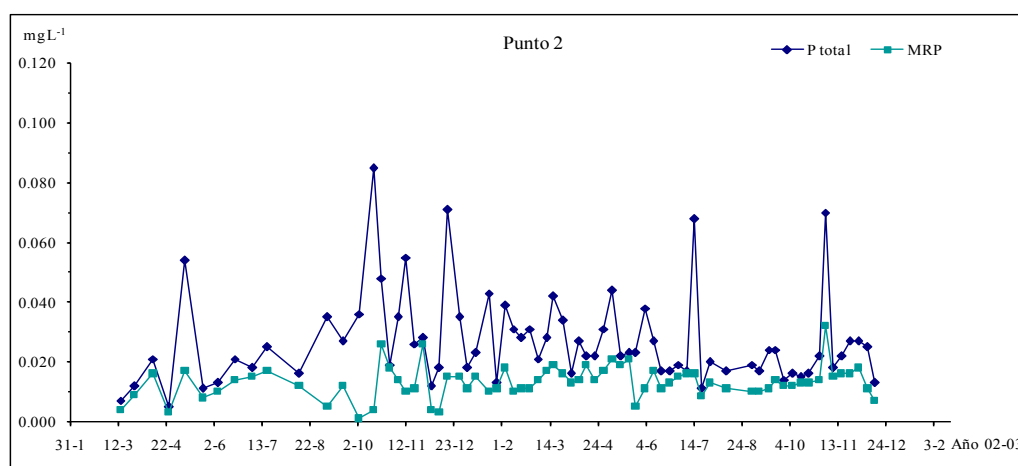


Figura 8.3.- Evolución anual del P total y del MRP en el punto de muestreo 2.

El MRP presenta un rango de valores más pequeño que las otras dos formas de P (Figura 8.3). Los valores oscilan entre 0.001 mg L^{-1} (observado en el mes de octubre de 2002) y 0.032 mg L^{-1} (en noviembre de 2003).

Cabe indicar que los incrementos más pronunciados de P particulado se producen en los meses de octubre a diciembre, período en que las oscilaciones son continuas, ya que los incrementos van acompañados de marcados descensos; también se producen picos en los que aumenta la concentración del P particulado en mayo y en julio. Por otra parte, el MRP presenta sus valores más elevados en los meses de noviembre y diciembre, coincidiendo con los mínimos del P particulado.

Al comparar los valores de MRP con los del P particulado no se observa una tendencia uniforme, pues en los meses de junio a septiembre de 2002 y en los períodos comprendidos entre marzo y junio y entre agosto y diciembre de 2003, es el MRP el que presenta valores más elevados que el P particulado, mientras que en el período comprendido entre septiembre de 2002 y marzo de 2003 es el P particulado el que presenta los valores más altos. En general, de junio a agosto de 2003 es el MRP el que presenta los valores más elevados, aunque en ese mismo período también se observa algún incremento puntual de P particulado, que incluso llega a superar los valores observados para el MRP.

8.3.3.2. Rego de Abellas

Punto 5

En este punto, el P particulado y el P total evolucionan de la misma forma a lo largo de todo el estudio, de modo que ambas formas de P alcanzan el valor máximo en mayo de 2002, presentando una concentración de 0.085 mg L^{-1} y 0.077 mg L^{-1} , respectivamente.

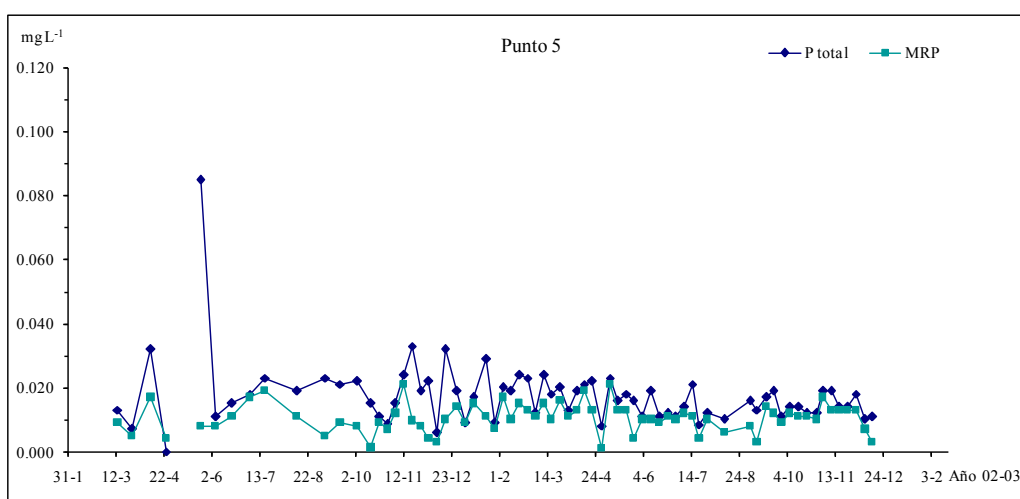


Figura 8.4.- Evolución anual del P total y del MRP en el punto de muestreo 5.

Este incremento en la concentración de P particulado y de P total se debe, sin duda, a una aportación puntual pues se trata de un punto anómalo en la dinámica de ambas formas de P que no se vuelve a repetir en todo el período de estudio. A excepción de este máximo que presenta el P particulado en mayo, los valores más elevados se observan en los meses de invierno de 2002, mientras que en los meses de otoño e invierno del 2003 las concentraciones permanecen prácticamente constantes.

El MRP sigue una tendencia distinta a la observada para las otras formas de P (Figura 8.4). A diferencia del P particulado, la concentración de MRP en los meses de verano tiende a aumentar, a pesar de lo cual alcanza su valor máximo (0.021 mg L^{-1}) en los meses de noviembre de 2002 y mayo de 2003. Salvo en algunas fechas en los meses de otoño y de invierno del 2002, el MRP presenta valores de P más elevados que el P particulado.

Hay que indicar que en este tramo del río más cercano al nacimiento de Rego de Abellas los valores de P particulado y de MRP distan menos entre sí que los encontrados para cualquiera de los puntos estudiados en Fonte Espiño, ya que exceptuando el máximo que presentan ambas formas de P en mayo, el rango de valores del P particulado oscilaría entre 0.000 mg L^{-1} y 0.023 mg L^{-1} , mientras que en el caso del MRP oscila entre 0.001 mg L^{-1} y 0.021 mg L^{-1} .

Punto 6

En este punto, el P total y el P particulado presentan el mismo comportamiento a lo largo del año, excepto en los meses de junio y principios de julio meses en los que, en ambos años, los valores de P total se incrementan, pese a la disminución que presenta el P particulado.

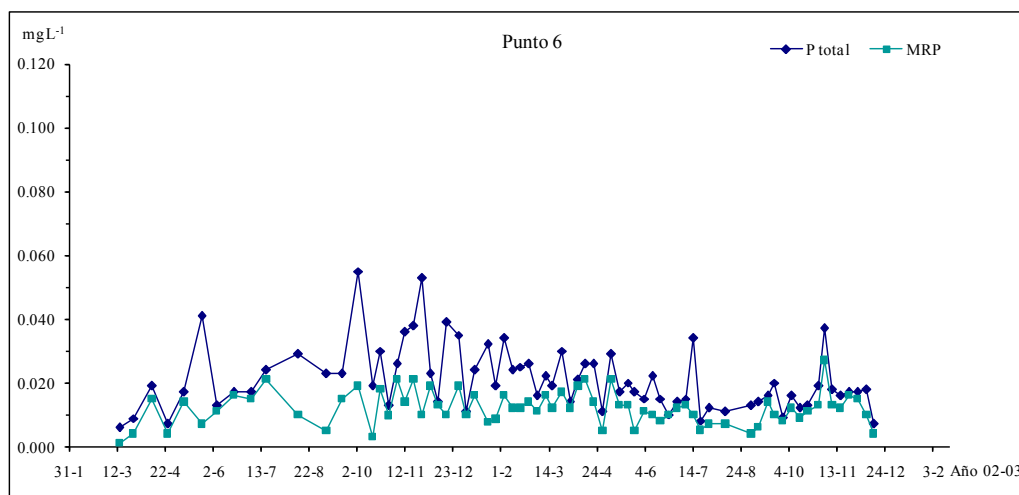


Figura 8.5.- Evolución anual del P total y del MRP en el punto de muestreo 6.

El P particulado presenta valores bajos en los primeros meses estudiados (excepto un pico que se observa en mayo). Desde agosto de 2002 hasta enero de 2003 se observa una tendencia

ascendente, que precede a un descenso paulatino hasta el mes de abril, para incrementar después ligeramente y presentar valores muy similares hasta el final del estudio.

La concentración de P total tiende a aumentar desde el inicio del estudio (marzo de 2002) hasta diciembre de 2002 y a partir de ahí se produce una bajada muy paulatina y más suave que la observada en el caso del P particulado (Figura 8.5).

El MRP, como cabía esperar, presenta un comportamiento distinto a las otras dos formas de P (Figura 8.5). Las variaciones más marcadas se observan en los primeros meses del estudio, en los que la concentración de P soluble tiende a aumentar desde marzo hasta julio para disminuir de forma importante en septiembre e incrementarse nuevamente en octubre de 2002. A partir de este mes y hasta diciembre de 2003 se producen pequeñas oscilaciones en la concentración de MRP.

A pesar de que la concentración de MRP oscila entre 0.001 mg L^{-1} (observada en el mes de marzo de 2002) y 0.027 mg L^{-1} (máximo que se alcanza en noviembre de 2003) y de que el P particulado presenta un valor máximo mucho más alto, ya que es de 0.043 mg L^{-1} (noviembre de 2002) el MRP presenta, en general, valores más elevados que el P particulado, exceptuando algunos meses de otoño e invierno (Figura 8.5).

Punto 7

A lo largo de todo el estudio la tendencia que sigue el P total en este punto es igual que la que sigue el P particulado, siendo éste responsable de los picos en los que la concentración es más elevada y que se observan, fundamentalmente, entre los meses de septiembre e inicios de febrero.

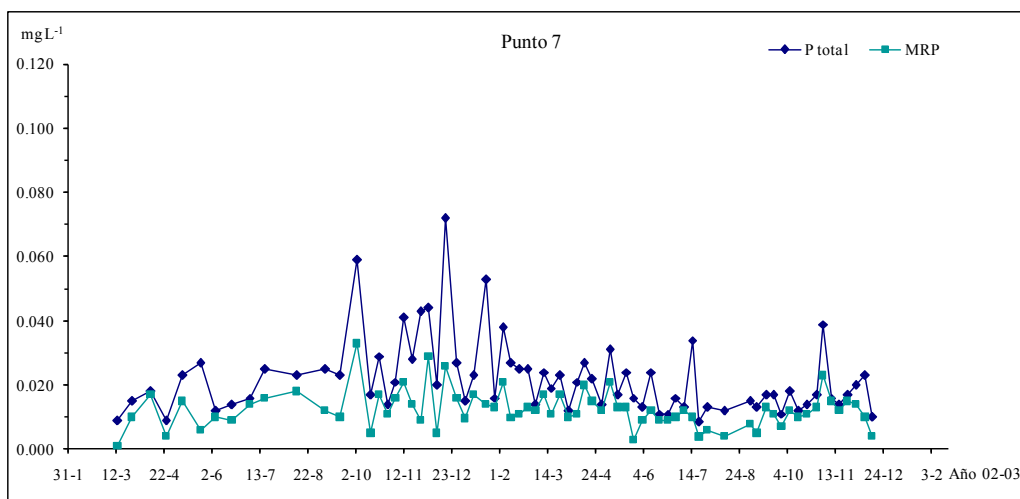


Figura 8.6.- Evolución anual del P total y del MRP en el punto de muestreo 7.

El P particulado presenta una evolución muy similar a la observada en el punto 6, aunque con fluctuaciones menos continuas. Las concentraciones más bajas las alcanza en los meses de

marzo, abril, julio y agosto, en los dos años estudiados, siendo el valor mínimo de 0.001 mg L^{-1} , valor que se obtiene en abril de 2002. Del mismo modo, los valores más elevados los presenta entre septiembre de 2002 y febrero de 2003 (Figura 8.6), y el valor máximo se obtiene en diciembre (0.046 mg L^{-1}); además también presenta algún pico de mayor concentración en julio. A partir de febrero de 2003, las variaciones en los valores de P particulado son más suaves, y los incrementos y los descensos se compensan de forma tal que se mantiene un valor medio prácticamente constante.

Como se indica anteriormente, el P total presenta un comportamiento similar al observado para el P particulado, con incrementos y descensos continuos a lo largo de todo el período de estudio. Hay que destacar que presenta su máximo valor (0.072 mg L^{-1}), al igual que el P particulado, en diciembre de 2002 (Figura 8.6).

En el caso del MRP la tendencia es diferente a la observada para las otras dos formas de P. En los primeros meses del estudio se observa un incremento paulatino y constante desde marzo a octubre de 2002, siendo en este periodo cuando se alcanza el valor máximo, que es de 0.033 mg L^{-1} y que se obtiene en octubre de 2002. A partir de ese pico de mayor concentración se producen pequeñas fluctuaciones del MRP oscilando en torno a un valor medio prácticamente constante, hasta que disminuyen los valores en agosto y septiembre, incrementándose nuevamente de manera paulatina hasta el final del periodo estudiado (Figura 8.6).

Punto 8

El P total tiende a aumentar desde marzo (inicio del estudio) hasta agosto de 2002, siendo el incremento que se produce en agosto consecuencia del máximo que presenta el P particulado en esta fecha (0.043 mg L^{-1}), aunque no se corresponde con el máximo del P total, que se alcanza en diciembre de 2002 (0.054 mg L^{-1}) como se observa en la Figura 8.7. Hay que destacar que en agosto y septiembre de 2002 el P total, que presenta una tendencia claramente distinta a las otras dos formas de P, tiende a disminuir. Tras el incremento que se produce en agosto para el P total, se observa una disminución considerable hasta octubre, incrementándose nuevamente en la segunda quincena de octubre, y presentando hasta el mes de febrero picos en los que aumenta la concentración de forma consecutiva con valores elevados. A partir de febrero de 2003 se observa que la concentración de P total va disminuyendo de forma muy paulatina hasta el final del estudio, con algún pico de mayor concentración en julio e, incluso, en noviembre.

El P particulado presenta un comportamiento similar al P total, aunque con fluctuaciones mucho más marcadas. La concentración de P particulado tiende a incrementarse desde el inicio del estudio hasta agosto, para disminuir de forma continua hasta principios de octubre, presentando desde este mes hasta enero de 2003 picos de forma consecutiva. A partir de febrero de 2003, las concentraciones de P particulado tienden a la uniformidad, observándose entre abril y junio valores prácticamente constantes.

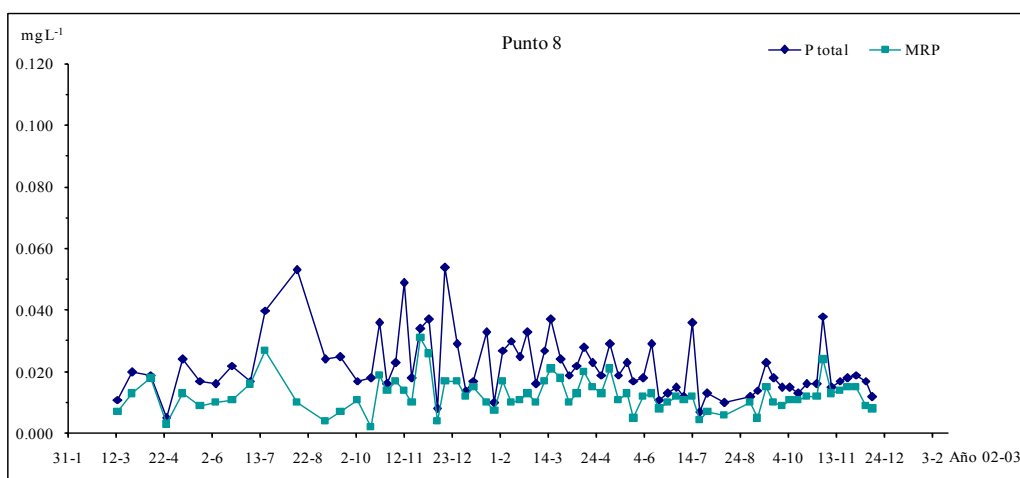


Figura 8.7.- Evolución anual del P total y del MRP en el punto de muestreo 8.

Hay que indicar que en los meses de verano la concentración de P particulado tiende a disminuir para verse incrementada al inicio del otoño (mes de septiembre), descendiendo de nuevo de manera muy paulatina hasta diciembre (final del estudio).

Las concentraciones de MRP oscilan entre 0.002 mg L^{-1} (que se alcanzan en octubre de 2002) y 0.031 mg L^{-1} , valor en el que culmina el incremento que se produce en noviembre de 2002. Este rango de valores es considerablemente menor que el que presenta el P particulado. De forma global se puede indicar que los valores que presenta el MRP son bastante uniformes, destacando los dos picos que se observan en noviembre en los dos años en los que se tomaron y analizaron muestras. Existe una mayor variabilidad en los primeros meses de estudio: así, tras un mínimo en abril, la concentración tiende a incrementarse hasta julio para disminuir de forma progresiva en agosto y septiembre e incrementarse a continuación, de modo que se produce un pico en noviembre, estabilizándose después los valores sin presentar ni incrementos ni descensos muy marcados (Figura 8.7).

8.3.3.3. Confluencia Fonte Espiño-Rego de Abellas

Punto 1

La tendencia de variación que presenta el P particulado en el punto 1, tras la confluencia, es similar a la que se observa para el P total a lo largo de todo el período de estudio (Figura 8.8); ambas formas de P presentan su valor máximo en el mes de julio de 2003, con concentraciones de 0.079 mg L^{-1} y 0.066 mg L^{-1} para el P total y el P particulado, respectivamente. En cuanto a los valores mínimos, el P total presenta el mínimo (0.004 mg L^{-1}) en el mes de abril de 2002, mientras que el P particulado lo presenta en marzo de 2002 (0.000 mg L^{-1}).

En general, las fluctuaciones que se observan en las concentraciones de P total y de P particulado son moderadas, presentando los valores más elevados desde la segunda quincena de

octubre de 2002 hasta febrero de 2003. También se producen picos de concentración en los meses de julio y noviembre de 2003.

El MRP presenta un comportamiento distinto a las otras dos formas de P, oscilando los valores entre 0.002 mg L^{-1} (que se observan en el mes de octubre de 2002) y 0.029 mg L^{-1} , concentración que se alcanza en abril de 2002 y en noviembre de 2003 (Figura 8.8). Hay que indicar que el MRP presenta una mayor uniformidad en los valores observados a lo largo de todo el período de tiempo evaluado, no existiendo picos destacados.

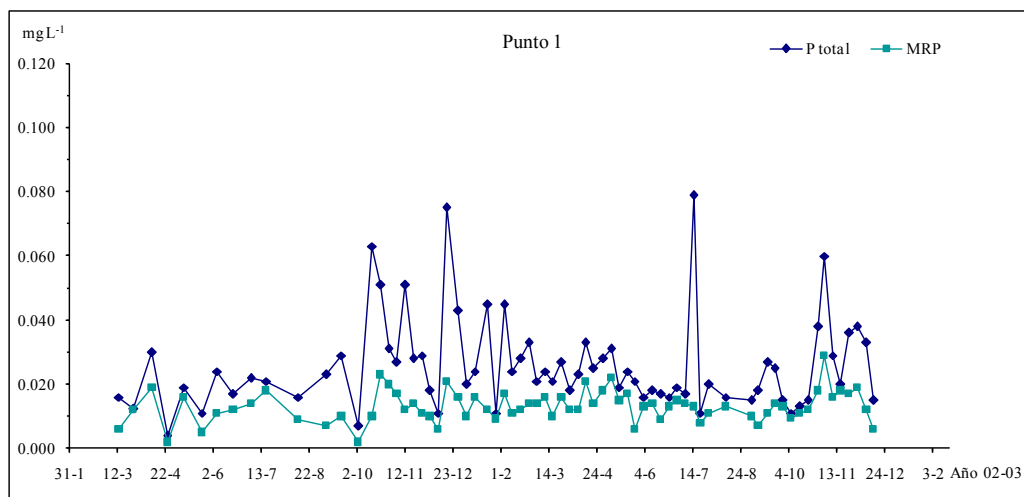


Figura 8.8.- Evolución anual del P total y del MRP en el punto de muestreo 1.

Desde el inicio del estudio, en marzo de 2002, hasta mediados del mes de agosto la concentración de MRP es más elevada que la de P particulado. A partir de esta fecha y hasta el mes de marzo de 2003 la tendencia se invierte siendo, en general, el P particulado el que presenta los valores más elevados. Desde marzo de 2003 hasta el final del estudio, en diciembre de 2003, se registran valores de MRP más elevados que los del P particulado, salvo excepciones puntuales, como la observada en el mes de julio de 2003 en el que el P particulado presenta una concentración mucho más alta que la de MRP (Figura 8.8).

8.3.3.4. Visión global

Fonte Espiño

Al estudiar la evolución de las tres formas de P (P total, MRP y P particulado) en el río Fonte Espiño (puntos 4, 3 y 2), se observa que la dinámica es similar en todos los puntos muestreados, aunque los niveles de concentración de los parámetros estudiados van aumentando a medida que se incrementa la distancia desde el nacimiento del río.

En el punto 4 el P total presenta una elevada concentración en el mes de julio de 2002, como consecuencia de un incremento del P particulado. Incrementos más suaves se observan en enero y en julio de 2003 derivados de forma semejante, de un aumento en el P particulado. En el

resto del periodo de estudio ambas formas de P presentan una tendencia constante. Comportamiento distinto muestra el MRP, pues presenta concentraciones muy similares a lo largo de todo el año, con incrementos muy pequeños.

En el punto 3, situado en el tramo medio del río, las formas de P presentan oscilaciones más elevadas. A diferencia de lo observado en el punto 4, en julio de 2002 se produce un pequeño incremento del P total, registrándose los valores más elevados entre septiembre de 2002 y abril de 2003, así como un pico registrado en noviembre de 2003. La tendencia del MRP en este punto continúa siendo la misma que la observada en el punto más próximo al nacimiento del río, pues los valores se mantienen prácticamente constantes. Las mayores variaciones del MRP se producen desde el inicio del estudio hasta febrero de 2003, intervalo de tiempo en el que, además, los valores de concentración de P particulado son mayores que los de MRP, aunque las concentraciones tienden a igualarse a partir de febrero de 2003 hasta el final del estudio.

En el punto 2 se observa una tendencia semejante a la del punto 3, ya que entre septiembre y febrero de 2003 se concentran los valores de P particulado más altos, que también aparecen en mayo de 2002 así como en julio y noviembre de 2003. En el periodo que comprende desde septiembre hasta febrero, al igual que ocurría en el punto anterior, la proporción de MRP es menor que la de P particulado, alcanzando valores similares el resto del año. En este punto, el MRP presenta un comportamiento homogéneo, con menos fluctuaciones que las observadas en el punto 3, aunque el máximo de concentración de MRP alcanzado en ambos tramos del río es muy similar (0.034 y 0.032 mg L^{-1} en los puntos 3 y 2, respectivamente) y se registra en ambos casos en el mes de noviembre de 2003.

En Fonte Espiño los periodos de mayor riesgo como consecuencia de los valores más elevados de concentración de P total se registran entre los meses de octubre de 2002 y febrero de 2003. También se observan picos de concentración elevada de P total importantes en mayo de 2002 y en julio y octubre de 2003.

Rego de Abellas

Al igual que sucedía en Fonte Espiño, a medida que nos alejamos del nacimiento del río, los incrementos de las distintas formas de P se acentúan.

En el punto 5 se observa una concentración elevada de P particulado y de P total en mayo de 2002 y un ligero incremento en el mes de noviembre. El MRP se mantiene prácticamente constante a lo largo de los meses estudiados, con oscilaciones continuas y suaves, presentando los valores más bajos en septiembre. En general, los valores de P particulado y de MRP son similares; así, aunque en mayo y junio de 2002 el P particulado presenta valores más elevados que el MRP, éste los presenta en los meses de julio y agosto de 2002.

Los puntos 6 y 7, que se corresponden con el tramo medio del río, presentan una tendencia muy similar, aunque con incrementos más suaves en el punto 6. Los valores más

elevados para las distintas formas de P se observan entre octubre y enero en el punto 6, siendo proporcional la concentración de P particulado y de MRP a lo largo de todo el período de estudio.

En el punto 7 desde el inicio del estudio existe una tendencia a incrementarse el P total, alcanzando en diciembre los valores más elevados (entre octubre y febrero se registran los valores más altos), para disminuir de forma continua y muy suave a partir de febrero y hasta el final del estudio.

El P total en el punto 8 presenta una elevada concentración entre julio y septiembre de 2002, como consecuencia de los valores que alcanza el P particulado en estos meses. Se observa otro incremento durante los meses de octubre y febrero, aunque menos importante. La tendencia observada para el P particulado es similar a la que presenta el P total: a partir de abril de 2003 el P particulado y, por consiguiente, el P total tienden a disminuir paulatinamente hasta el final del estudio.

El MRP, de forma similar a lo estudiado en Fonte Espiño, presenta unos valores casi constantes, con tendencia a disminuir en el mes de septiembre. En general, los períodos en los que se producen los mayores incrementos van desde septiembre de 2002 a enero de 2003. En algunos puntos muestreados se registran, además, picos puntuales en mayo y en julio de 2002.

Confluencia Fonte Espiño-Rego de Abellas

Tras la confluencia de los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas se sitúa el punto 1, que es el más próximo al embalse de Fervenza.

Al estudiar la evolución de las tres formas de P en este punto, se pone de manifiesto que la tendencia está determinada por Fonte Espiño, pues el comportamiento del P en el punto 1 es mucho más parecido al que presenta el punto 2 de Fonte Espiño que al que presenta el punto 8 de Rego de Abellas.

Las concentraciones más elevadas se producen durante los meses de octubre de 2002 a enero de 2003, así como algún pico de concentración bastante elevada en julio y noviembre de 2003.

El MRP es la forma de fósforo que presenta los valores más constantes a lo largo del año, mientras que las fluctuaciones más marcadas las registra el P particulado, que es el principal responsable de los picos que presenta el P total.

El período comprendido entre octubre de 2002 y febrero de 2003, y puntualmente los meses de julio y de noviembre de 2003, son las épocas anuales que conllevan un mayor riesgo asociado a las altas concentraciones de P total, casi siempre consecuencia del incremento que se produce en la concentración de P particulado.

Para conocer si la evolución presentada por las distintas formas de P responden a una tendencia general o si no son representativas de lo que sucede en otras cuencas próximas al embalse de Fervenza en años anteriores, a continuación se realiza la comparación con los

resultados obtenidos para el P total y el MRP durante el año hidrológico 2000-2001 por Alfaro Monge (2004), en 4 puntos del río Xallas: salida del embalse de Fervenza, Brandomil, Tapia y Abuín-Vilar de Abaixo.

Al establecer la comparación entre los cuatro puntos de muestreo en el estudio al que se hace referencia, se observa que la evolución de las formas de P eran muy similares, pues en todos los casos se registra un incremento en el mes de noviembre, en el que se encuentra el pico de mayor concentración para las dos formas de P en los cuatro puntos muestreados, P que va descendiendo a continuación (de forma más abrupta en el caso del MRP), hasta el mes de marzo, en el que de nuevo aparece un pico pero de menor importancia. Los valores de MRP presentan sus mínimos en abril, mayo y junio, para incrementarse de forma paulatina desde julio hasta septiembre, mes en el que termina el estudio. Las concentraciones de P total presentan los valores más elevados en la primera mitad del estudio (de octubre a marzo).

En cuanto a la evolución anual de las formas de P en Fonte Espiño y Rego de Abellas existen algunas diferencias con respecto al estudio de Alfaro Monge (2004) mencionado, puesto que no hay una tendencia tan clara en todos los puntos muestreados y, aunque también se producen picos de aumento de la concentración de P total en noviembre, este no es el único mes en el que sucede puesto que también aparecen en diciembre, octubre, mayo o julio, dependiendo del lugar.

En el caso del MRP cabe destacar que las fluctuaciones y los incrementos hallados en la cuenca estudiada son mucho más atenuados que los observados por Alfaro Monge (2004) en los diferentes ríos que drenan el embalse de Fervenza.

El valor de P total más elevado lo presenta el punto situado en Tapia y alcanza los 0.135 mg L^{-1} , que es más elevado que el mayor presentado en la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas, pues el valor más alto se da en el punto 3 de Fonte Espiño y no supera los 0.103 mg L^{-1} . En los demás puntos del estudio de Alfaro Monge (2004), las concentraciones de P total son de 0.108 mg L^{-1} , 0.094 mg L^{-1} y 0.110 mg L^{-1} para los puntos localizados en la salida del embalse de Fervenza, Brandomil y Abuín-Vilar de Abaixo, respectivamente.

En lo referente al valor de MRP las concentraciones más elevadas de dicho estudio oscilan entre 0.086 mg L^{-1} de Brandomil y el valor de 0.093 mg L^{-1} registrado en Tapia. Por el contrario en la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas los valores más elevados de MRP rondan los 0.034 mg L^{-1} , muy por debajo de los resultados obtenidos en el estudio de los distintos afluentes del río Xallas en el embalse de Fervenza.

8.3.4. Distribución porcentual del P particulado

8.3.4.1. Fonte Espiño

En la Figura 8.9 se representa la distribución de muestras de P agrupadas según intervalos de lo que significa el P particulado con respecto al P total (en porcentaje). En el punto 4, próximo al nacimiento del río Fonte Espiño, se observa que el 48 % de las muestras presentan porcentajes de P particulado entre el 0 y el 40 % del P total, mientras que en un 43 % el porcentaje de P particulado se encuentra entre el 40 y el 80 %. Tan solo en un 9 % de las muestras el P particulado representa más del 80 % del P total.

Hay que indicar que los intervalos con mayor número de muestras son aquellos en los que el P particulado representa entre el 0 % y el 20 % y entre el 40 % y el 60 % del P total, intervalos que representan el 29 % y el 31 % de las muestras, respectivamente.

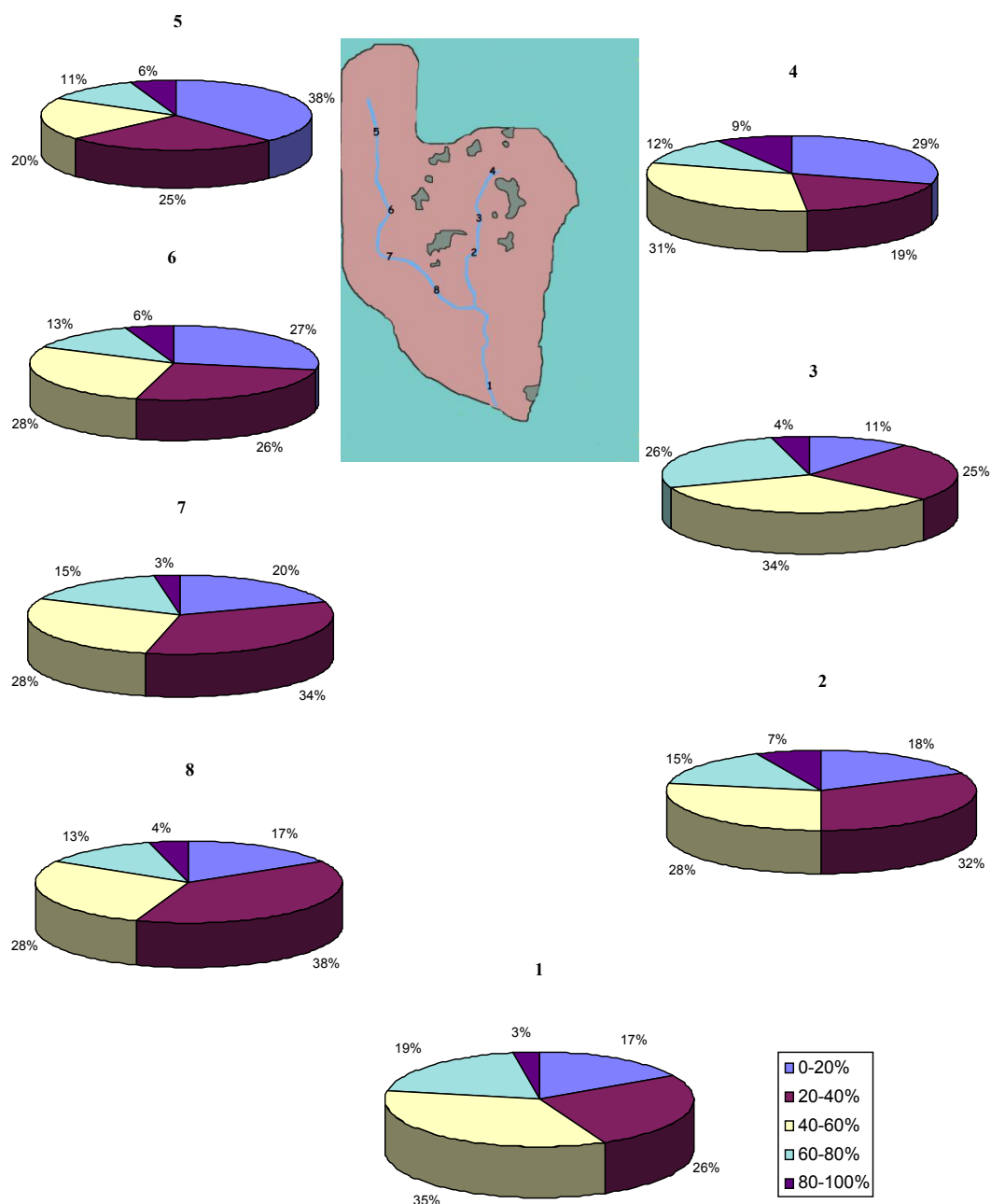
La concentración de P particulado depende, en gran medida, del transporte de partículas que existe como consecuencia de la erosión producida por las corrientes de agua. Esto explica que en el punto 3, situado en el tramo medio del río, el 60 % de las muestras presenten un porcentaje de P particulado con respecto al P total entre el 40 y el 80 % (más concretamente, el 34 % de las muestras corresponden al intervalo 40-60 %, mientras que un 26 % pertenecen al intervalo 60-80 %). Sólo en el 4% de muestras el P particulado representa entre el 80-100 % del P total.

Además hay que destacar que, con respecto al punto 4, disminuye la cantidad de muestras en las que el P particulado se encuentra entre el 0 y el 20 % del P total (concretamente el 11 % de las muestras frente al 29 % que se observaba en el punto 4), mientras que se incrementa la proporción de muestras en las que el P particulado significa entre el 20 y el 40 % del P total (25 % de las muestras frente al 19 % del punto 4).

En el punto 2, el 50 % de las muestras presentan un porcentaje de P particulado con respecto al P total comprendido entre el 40 y el 100 %, y en el 50 % restante de muestras el P particulado representa el 0-40 % del P total. Así, el 18 % de las muestras presentan un porcentaje de P particulado comprendido entre el 0 y el 20 %, mientras que un 32 % de las muestras lo presentan entre 20 y 40 %, lo que supone un incremento continuo con respecto a los puntos 4 y 3; es decir, a medida que nos alejamos del nacimiento del río, la proporción de muestras en las que el porcentaje de P particulado con respecto al P total es entre el 20 y el 40 % se ve incrementado.

Con respecto al punto 4, existe una ligera disminución en el número de muestras en las que el P particulado representa el 40-60 % del P total y un aumento del número de muestras en las que el P particulado supone el 60-80 % del P total (15 % frente al 12 % del punto 4). Del mismo modo, se observa un incremento en el porcentaje de muestras en las que el P particulado suma entre el 80 y el 100 % del P total, pues en el punto 2 el porcentaje es del 7 % frente al 4 % observado en el punto 3.

Figura 8.9.- Gráfico de distribución de la variación a lo largo del estudio de los valores de P particulado con respecto al P total (en %).



En general, la proporción entre P particulado y P total en Fonte Espiño es muy similar a lo largo de todo el río, destacando que la mayor proporción de P particulado se observa en el tramo medio del río, donde el 64 % de las muestras presentan contenidos de P particulado que

representan más del 40 % del P total (52 % en el punto 4 y 50 % en el punto 2), quizás como consecuencia de una mayor erosión o un mayor contenido de partículas.

8.3.4.2. Rego de Abellas

El punto 5 está próximo al nacimiento del río Rego de Abellas. En este punto un 63 % de las muestras presentan contenidos de P particulado entre el 0 y el 40 % del P total.

De este 63 %, un 38 % comprende valores de P particulado comprendidos entre 0 y 20 % y un 25 % comprende el rango que oscila entre el 20 y el 40 %. El 37 % restante de las muestras del punto 5 presentan contenidos de P particulado del 40-100 % del P total. Un 20 % de las muestras presentan valores comprendidos entre 40 y 60 % y tan solo un 6 % entre el 80 y el 100 % (Figura 8.9).

Al estudiar la distribución de los porcentajes de P particulado con respecto al P total (Figura 8.9) se observa que los puntos 6, 7 y 8 presentan características muy similares entre sí, con un elevado porcentaje de muestras en el rango entre 0 y 40 % (53, 54 y 55 % de las muestras, respectivamente), aunque a medida que nos desplazamos río abajo el número de muestras en las que el porcentaje de P particulado se encuentra entre el 0 y el 20 % del P total va disminuyendo de forma paulatina (27, 20 y 17 % para los puntos 6, 7 y 8, respectivamente), mientras que aumenta el porcentaje de muestras en las que el P particulado representa entre el 20 y el 40 % del P total (26 % en el punto 6; 34 % en el 7 y 38 % en el 8).

En lo referente al intervalo en el que el P particulado representa el 40-80 % del P total, el porcentaje de muestras de los tres puntos en este intervalo es similar: 41, 43 y 41 % (puntos 6, 7 y 8, respectivamente), siendo para los 3 puntos este porcentaje del 28 % si se considera sólo el intervalo 40-60 %, y para el intervalo del 60-80 % oscila entre el 13 % y el 15 % (Figura 8.9).

El porcentaje de muestras que presentan porcentajes de P particulado entre el 80 y el 100 % del P total, son el 6, 3 y 4 % para los puntos 6, 7 y 8, respectivamente (Figura 8.9).

En resumen, en general, la distribución de frecuencias de muestras según intervalos de porcentaje de P particulado respecto al P total no presentan muchos cambios a lo largo del río. Las mayores variaciones son el aumento a lo largo del río del porcentaje de muestras que presentan proporciones de P particulado entre el 20 y el 40 % del P total, a expensas de las muestras que presentan porcentajes de P particulado comprendido entre el 0 y el 20 %. La variabilidad en la distribución de P particulado es menor que la observada para Fonte Espiño, muy probablemente porque en la subcuenca de Rego de Abellas predominan los suelos forestales y los prados naturales, en los que el riesgo de erosión del suelo, las prácticas agrícolas y la adición de fertilizantes es menor que la registrada en Fonte Espiño.

8.2.4.3. Confluencia Fonte Espiño-Rego de Abellas

En el punto 1, tras la confluencia de Fonte Espiño y Rego de Abellas, el 43 % de las muestras presentan porcentajes de P particulado entre el 0 y el 40 % del P total, mientras que el 54 % de las mismas presentan porcentajes de P particulado entre 40 y 80 % (Figura 8.9). Hay que destacar que en este punto se incrementa, con respecto a los puntos 2 y 8, finales de los cursos de Fonte Espiño y Rego de Abellas, respectivamente, el número de muestras que presentan estos porcentajes de P particulado. El 54 % de las muestras en el punto 1 corresponden al intervalo entre el 40 y el 80 % de P particulado frente al 43 % del punto 2 y al 41 % del punto 8. El intervalo donde se produce un mayor incremento es el del 40-60 % (35 % del punto 1 frente al 28 % de los puntos 2 y 8).

8.3.5. Cantidades de nutrientes portados a lo largo de los ríos

En Fonte Espiño se establecieron tres puntos de muestreo para el agua (puntos 4, 3 y 2 que recogen el agua drenada por 0.14, 1.19 y 1.96 km² de la cuenca, respectivamente), en Rego de Abellas 4 puntos (5, 6, 7 y 8, que recogen los drenajes de 1.13, 2.12, 2.42 y 3.20 km² de la cuenca, respectivamente) y uno después de la confluencia y prácticamente en la unión con el embalse (punto 1, que recoge el agua del total de la cuenca, 7.74 km²). Durante el estudio se aforó el caudal en cada uno de los puntos de muestreo para conocer el porcentaje del caudal final que pasa por cada punto y establecer la relación entre área drenada y caudal. Los valores medios de caudal observados en mayo de 2003 fueron: en Fonte Espiño 9.9, 55.6 y 83.3 L s⁻¹ para los puntos 4, 3 y 2, respectivamente; en Rego de Abellas 56.13, 81.5, 98.9 y 112.2 L s⁻¹ para los puntos 5, 6, 7 y 8, respectivamente, y en el punto 1 tras la confluencia, 270.5 L s⁻¹. En la Tabla 8.29 se recogen, como un ejemplo, los resultados del balance de masas (resultado de multiplicar la concentración media de las medidas realizadas el 6 y el 13 de mayo de 2003 de cada una de las propiedades estudiadas por el caudal en los distintos puntos a lo largo de los ríos). Analizando los resultados se podrá deducir si se produce o no deposición de los distintos componentes en el río y si hay o no una aportación continuada del suelo al agua de los distintos elementos estudiados.

Para la mayoría de los parámetros estudiados se observa la misma tendencia y es que las cantidades transportadas aumentan de forma paulatina a medida que nos desplazamos río abajo, tanto en Fonte Espiño como en Rego de Abellas, lo que indicaría que no existe retención o deposición en el río. Hay que indicar que, en general, los incrementos son más pronunciados en Fonte Espiño que en Rego de Abellas, de forma tal que hay parámetros que llegan a multiplicar por 100 el valor que presentan en el tramo del nacimiento del río con respecto al tramo final del mismo, como es el caso de los sólidos en suspensión, que pasan de presentar un valor de 5.9 mg s⁻¹ en el punto 4, a 599.8 mg s⁻¹ en el punto 2, lo que indica una clara erosión de los suelos cercanos al cauce.

Tabla 8.29.- Valores medios (en mg s⁻¹) de los sólidos en suspensión y las formas iónicas disueltas portados por los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas entre el 1 de mayo y el 15 de mayo de 2003.

	Punto muestreo	Sol. Susp.	N total	N- NH ₄ ⁺	N- NO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Si	Fe	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	P total	MRP	P part
Fonte Espiño	4	5.9	3.0	1.7	59.9	71.0	7.2	14.1	8.0	19.6	0.1	75.5	20.7	65.3	0.3	0.2	0.0
	3	133.4	29.1	9.4	418.7	413.9	40.9	118.4	49.7	74.2	0.6	457.9	136.5	411.4	1.5	1.1	0.4
	2	599.8	21.1	18.3	618.9	631.0	62.5	267.8	95.0	145.4	0.8	1117.9	199.1	469.4	2.7	1.7	1.1
Rego de Abellas	5	12.3	18.0	10.4	147.3	354.5	12.9	87.6	27.3	55.3	5.3	479.4	95.4	230.4	1.1	1.0	0.1
	6	66.8	26.1	13.7	207.8	493.1	30.6	145.1	44.0	66.0	15.7	646.3	144.3	326.0	1.9	1.4	0.5
	7	138.5	31.6	26.7	271.5	601.8	36.8	184.9	53.5	115.2	14.1	874.8	166.6	433.2	2.4	1.7	0.7
	8	73.9	50.2	20.1	364.2	739.6	42.9	230.7	68.8	209.2	13.9	1018.0	208.6	522.1	2.9	1.9	1.0
Confluencia	1	486.9	127.8	77.5	1264.6	1884.0	157.4	654.6	222.1	366.5	32.7	3465.1	651.9	1306.5	6.8	5.0	1.8

En lo referente a parámetros que presenten mayores valores en Rego de Abellas que en Fonte Espiño, cabe destacar el Fe por la diferencia existente entre los dos ríos, 0.8 en el punto 2 de Fonte Espiño frente a 13.9 mg s⁻¹ en el punto 8 de Rego de Abellas, así como las distintas formas de P, aunque en este caso las diferencias se encuentran en los tramos próximos al nacimiento. Así, los valores de P total y MRP son de 0.3 y 0.2 mg s⁻¹, respectivamente, en el punto 4 de Fonte Espiño, frente a 1.1 y 1.0 mg s⁻¹ del punto 5 de Rego de Abellas. Cabe indicar que, a pesar de las diferencias observadas para las distintas formas de P, los valores prácticamente se igualan en los tramos finales de los dos ríos.

Aunque son pocos, hay algunos parámetros que presentan un descenso en los valores río abajo, lo que podría indicar que una parte del elemento se deposita o queda retenida en el lecho del río.

En Fonte Espiño se aprecia en el N total, que pasa de 29.1 mg s⁻¹ en el punto 3 a 21.1 mg s⁻¹ en el punto 2, y en Rego de Abellas se observa en el tramo final del río (puntos 7 y 8), para los sólidos en suspensión, que pasan de 138.5 a 73.9 mg s⁻¹ y para el amonio (de 26.7 a 20.1 mg s⁻¹).

Tras la confluencia, los valores de los parámetros son muy superiores a los registrados en los tramos finales de los ríos, superando incluso a la suma de los mismos, excepto para los sólidos en suspensión pues presentan un valor de 486.9 mg s⁻¹ frente a 599.8 mg s⁻¹ del tramo final de Fonte Espiño.

8.4. Estudio de los sedimentos recogidos en los lechos de los ríos que drenan la cuenca

Una vez realizado el estudio de los suelos y de las aguas de la cuenca es lógico pensar en abarcar el estudio de los sedimentos, pues hay que considerar que los sedimentos presentes en el lecho de los ríos pueden contribuir de forma importante al ciclo del P ya que pueden retener o liberar fósforo a las aguas circundantes. Los impactos de las concentraciones elevadas de fósforo en los ríos incluyen índices de aumento del crecimiento vegetal, cambios en la composición de las especies acuáticas y proliferación de algas (Mainstone y Parr, 2002); además, el incremento de las cantidades de biomasa en los ríos eutróficos puede provocar que haya poco oxígeno disuelto y, en consecuencia, que se produzca la mortandad de peces.

El fósforo entra en los ríos procedente tanto de fuentes difusas (particularmente de la agricultura) como de fuentes puntuales (efluentes). Sin embargo, los sistemas fluviales tienen una capacidad interna importante de retirar o suministrar fósforo desde el curso de agua y de redistribuir el fósforo entre las formas orgánicas, inorgánicas, particuladas y disueltas. Esto ocurre como resultado de numerosos procesos físicos, químicos y biológicos (Reddy *et al.*, 1996, 1998, 1999; Webster *et al.*, 2001; House y Denison, 2002; Bowes *et al.*, 2003; House, 2003).

Las contribuciones agrícolas difusas más grandes de P se generan como resultado de tormentas eventuales durante el invierno, cuando los impactos ecológicos en el río son mínimos. Sin embargo, una proporción importante del P asociado a sedimentos procedente de las fuentes

difusas agrícolas, que se libera por la corriente de agua cuando el caudal del río es elevado, será depositada y almacenada en el lecho del río durante el transporte en sentido descendente y estará potencialmente disponible liberándose el P bajo condiciones estables de poco flujo. El conocimiento del grado de las interacciones del agua-sedimento es importante en la determinación de los mecanismos de arrastre para la regulación de P en las corrientes de agua. Una vez que el P alcanza las aguas, los sedimentos del lecho del río pueden desempeñar un papel importante de amortiguación en las concentraciones del fósforo reactivo a molibdato soluble (MRP) en las aguas superficiales (House y Denison, 1998, 2002; House y Warwick, 1999). Esta amortiguación es más fuerte bajo condiciones de poco flujo, cuando hay un tiempo de contacto relativamente largo entre el curso de agua y los sedimentos depositados en el lecho y donde el área superficial del sedimento es alta con respecto al volumen de agua (Jarvie *et al.*, 2005).

En este caso, el estudio de los sedimentos comprendió el estudio de la fase fosfato en equilibrio, así como el análisis granulométrico del sedimento, el P total en los sedimentos y en las distintas fracciones granulométricas, además del contenido de C total y de P total asociado a las partículas finas. A continuación se detallan los resultados obtenidos en cada caso.

8.4.1. Fases fosfato en equilibrio

La composición de las soluciones de equilibrio de los sedimentos frescos se muestra en la Tabla 8.30. Puede apreciarse que para ambos ríos, el pH de dichas soluciones se incrementa progresivamente desde el nacimiento de cada uno de ellos hasta la confluencia de ambos.

Tabla 8.30.- Valores de pH y concentraciones de MRP, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} y Al^{3+} (mg L^{-1}) en las soluciones de equilibrio de los sedimentos tras un periodo de contacto de 7 días.

	Punto de muestreo	pH	MRP (10^{-3})	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{3+}	Al^{3+}
Fonte Espiño	4	6.48	10.3	17.74	1.96	0.19	0.14
	3	7.02	4.3	18.14	1.82	0.03	0.08
	2	7.05	1.0	18.21	1.80	0.00	0.00
Rego de Abellas	5	6.81	3.1	17.77	1.99	0.00	0.00
	6	6.82	2.0	18.16	1.74	0.00	0.00
	7	6.86	4.0	17.95	1.89	0.00	0.00
	8	7.29	7.8	18.53	1.41	0.00	0.00
Confluencia	1	6.98	5.5	18.17	1.84	0.00	0.00

El incremento en el valor de pH es más patente para Fonte Espiño que para Rego de Abellas. Además, el valor de pH para el sedimento tomado después de la confluencia (sedimento

nº 1) es muy similar al valor de pH encontrado para el último sedimento muestreado en el tramo de Fonte Espiño (sedimento nº 2).

En cuanto a las concentraciones de MRP en las soluciones de equilibrio, la tendencia de variación es diferente para los sedimentos de ambos ríos (Tabla 8.30). En Fonte Espiño, el valor más elevado de este parámetro lo presenta el sedimento en el nacimiento y la concentración disminuye progresivamente río abajo (Tabla 8.30).

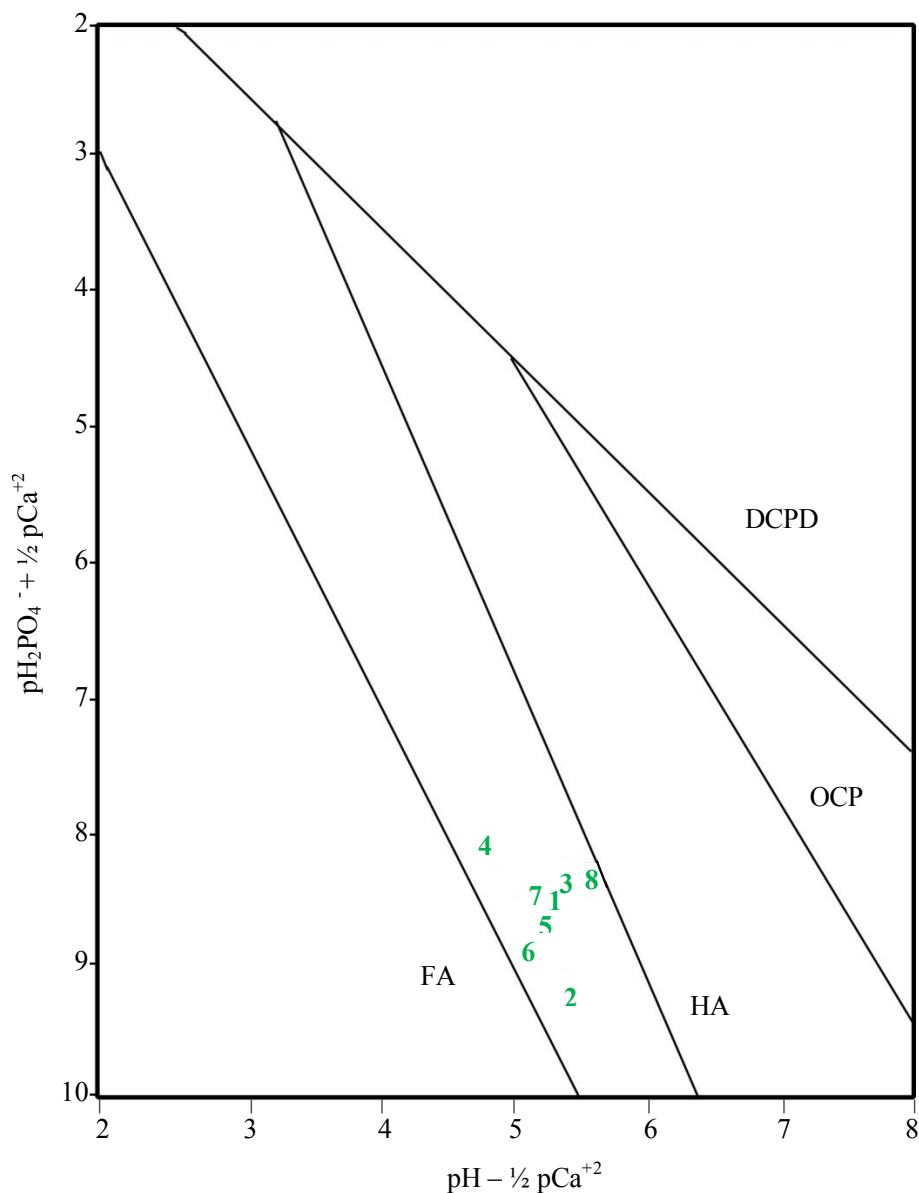


Figura 8.10.- Diagrama de solubilidad de las especies de fosfatos cálcicos y situación en el mismo de las soluciones de equilibrio obtenidas para los sedimentos de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

En Rego de Abellas, la concentración más elevada se obtiene para el sedimento tomado en el tramo final del río. Por su parte, el valor obtenido para el sedimento de la confluencia representa prácticamente el valor medio de las concentraciones obtenidas para los puntos finales de ambos ríos (Tabla 8.30). Las concentraciones de calcio y magnesio (Tabla 8.30) son muy similares en ambos ríos y en el tramo después de la confluencia, aunque se puede apreciar que para el calcio se produce un ligero incremento en la concentración a medida que se avanza hacia la confluencia, siendo el valor obtenido para el sedimento tomado después de la misma muy similar a los hallados para el último sedimento de Fonte Espiño. Por otra parte, tanto el hierro como el aluminio se encuentran prácticamente ausentes en dichas soluciones de equilibrio y únicamente se han podido determinar en las soluciones correspondientes al sedimento del tramo superior de Fonte Espiño (Tabla 8.30).

Los datos de la situación de las soluciones de equilibrio obtenidos para cada uno de los sedimentos se representan en la Figura 8.10 a través de los diagramas de los fosfatos cálcicos. Se aprecia que todas las muestras están saturadas respecto al fluorapatito (FA) y no saturadas respecto al hidroxiapatito (HA). En otras palabras, la especie fosfato dominante sería un compuesto cuya solubilidad fuese intermedia entre la del HA y FA. El sedimento nº 8 se encuentra muy cercano a la línea del HA, sugiriendo la posible existencia de esta especie, mientras que las muestras 1, 4 y 6 aparecen muy próximas al FA. En todo caso, la fase fosfato presente sería un fosfato similar al fosfato natural presente en las rocas de la zona y no muestra en ningún caso la existencia de fases fosfato de alta solubilidad.

8.4.2. Análisis granulométrico

En ambos ríos, los sedimentos son de textura arenosa (Tabla 8.31) dominando, en general, las fracciones de diámetro superior a 0.50 mm. Además, se puede apreciar como, en ambos caudales y a medida que nos desplazamos hacia la zona de confluencia, se produce en el sedimento un progresivo enriquecimiento de partículas gruesas y la lógica disminución de las fracciones más finas de la arena. De todas maneras se observan diferencias en ambos ríos. En Fonte Espiño la disminución observada aguas abajo afecta básicamente a las fracciones < 0.25 mm, con un contraste muy grande entre el sedimento en el nacimiento del río y los tomados en los otros puntos (Tabla 8.31). Hay que tener en cuenta que en este río la zona del nacimiento corresponde a una zona llana, en la que la surgencia del agua genera un terreno de tipo “braña”, esto es, temporalmente inundado. De ahí la diferente distribución de tamaño de partículas que presenta este sedimento, así como la explicación para que la fracción dominante sea la de tamaño inferior a 0.25 mm. La especial granulometría de este sedimento todavía se mantiene algo en el sedimento tomado en el punto 3 (tramo intermedio superior), pero ya en el punto 2 (tramo intermedio inferior) el sedimento prácticamente no contiene partículas de diámetro inferior a 0.25 mm.

En Rego de Abellas, la disminución del porcentaje de partículas de menor tamaño a lo largo del río afecta hasta las partículas de diámetro inferior a 0.50 mm (Tabla 8.31) y claramente se pueden discernir en este río dos tramos según la composición granulométrica de los sedimentos: un tramo superior (muestras 5 y 6) y un tramo inferior (muestras 7 y 8). Las dos muestras del tramo superior presentan distribuciones muy similares y el avance aguas abajo en este tramo sólo supone una disminución porcentual de la fracción de tamaño < 0.10 mm (Tabla 8.31). El paso del tramo superior al inferior se traduce en una fuerte disminución de las fracciones entre 0.50 y 0.10 mm, lo que sugiere un cambio en la fuerza de la corriente, posiblemente debido a que en este tramo el perfil del río sea más abrupto, favoreciendo el que la corriente del río tenga más competencia. En este tramo inferior del río las dos muestras analizadas (muestras 7 y 8) se comportan similarmente a las dos del tramo superior: disminución de la fracción < 0.10 mm a medida que nos acercamos a la confluencia de este río con el de Fonte Espiño (Tabla 8.31).

El sedimento muestreado después de la confluencia tiene una distribución de tamaños de partículas muy diferente a la de los sedimentos de ambos ríos (Tabla 8.31). Así, y en relación a los sedimentos 2 y 8 (que representan los puntos finales de Fonte Espiño y Rego de Abellas, respectivamente) aparece enriquecido en las fracciones de tamaño < 0.5 mm y muy empobrecido en las fracciones más gruesas (2-1 mm).

Tabla 8.31.- Distribución porcentual por tamaño de partículas de los sedimentos de la cuenca Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	<i>Punto de muestreo</i>	<i>2-1 mm</i>	<i>1-0.5 mm</i>	<i>0.5-0.25 mm</i>	<i>0.25-0.10 mm</i>	<i>< 0.10 mm</i>
Fonte Espiño	4	18	14	16	18	34
	3	28	20	20	10	14
	2	28	21	11	4	2
Rego de Abellas	5	27	27	23	13	10
	6	25	31	25	14	5
	7	49	34	8	4	5
	8	52	37	6	4	1
Confluencia	1	12	29	34	17	8

En resumen, la granulometría de los sedimentos muestreados aparece determinada tanto por las características litológicas, topográficas e hidrográficas, como por la posición dentro del río. Los tramos de Fonte Espiño y de Rego de Abellas se muestran como claramente erosivos, capaces de movilizar partículas de hasta 0.50 mm de diámetro. Por su parte, el tramo común de ambos ríos es claramente deposicional aunque es incapaz de retener en el lecho partículas de

tamaño inferior a < 0.10 mm. Posiblemente, el distinto papel erosivo o deposicional esté relacionado con la modificación del nivel de base del río como consecuencia de la construcción del embalse. Así, en los tramos superiores se produciría una intensa erosión remontante y en el tramo común, previo al embalse, una zona de deposición.

8.4.3. Fósforo total en los sedimentos y en las diferentes fracciones granulométricas

En la Tabla 8.32 se presentan los valores de P total en el sedimento bruto así como en las diferentes fracciones granulométricas obtenidas. En lo que se refiere al P total en la muestra bruta de sedimento los valores son muy similares para todos los sedimentos a excepción de los correspondientes al tramo superior de Fonte Espiño (muestras 3 y 4) y, fundamentalmente, el de la muestra 4 correspondiente a la zona de nacimiento del mismo. Los valores para estas dos muestras (856 y 420 mg P kg⁻¹ para las muestras 4 y 3, respectivamente) se separan totalmente del intervalo de valores (100 - 180 mg P kg⁻¹) de las demás muestras. Posiblemente, estos altos valores se encuentren influidos por las características de los suelos en esa área cercana a la fuente del río, suelos mayoritariamente de tipo gleico. Esta peculiaridad dificulta hacer interpretaciones sobre como varía el P total del sedimento a medida que nos desplazamos río abajo, ya que si en Fonte Espiño la tendencia es a una clara disminución del P total a lo largo del río, en Rego de Abellas se observa la tendencia opuesta (Tabla 8.32) con valores de P total inferiores en las muestras más cercanas al nacimiento (muestras 5 y 6) que en aquellas más cercanas a la unión de este río con Fonte Espiño (muestras 7 y 8). Hay que destacar, además, que el valor obtenido para el sedimento muestreado después de la confluencia tiene un contenido en P total muy similar, aunque algo superior (180 mg P kg⁻¹ frente a los 155 - 160 mg P kg⁻¹), al obtenido para los sedimentos 2 y 8 que corresponden, respectivamente al trayecto final de ambos ríos antes de su unión. Ese mayor valor podría indicar que realmente la tendencia del área sería la de que se incrementase el contenido en P a medida que nos dirigimos río abajo y que el que no se presente esa tendencia en Fonte Espiño sería consecuencia del hecho apuntado antes sobre las características de los suelos en esa zona.

Si se consideran los contenidos en P total en cada una de las fracciones granulométricas (Tabla 8.32) se puede apreciar que de nuevo las muestras del río Fonte Espiño son diferentes al resto de muestras debido a sus altos contenidos en P. Esto ocurre en todas las fracciones del sedimento para las muestras 4 y 3 (muestras de la cabecera y tramo superior) y en algunas de las fracciones para la muestra 2 (tramo medio-inferior). Independientemente de este hecho, en todas las muestras analizadas de Fonte Espiño los mayores valores de P total lo proporcionan las fracciones < 0.10 mm y luego, aunque con contenidos muy inferiores, la fracción $2-1$ mm. Estos máximos de concentración en los extremos de la distribución de tamaños de partículas sugiere que en la composición fosfatada de los sedimentos interviene, por un lado, la alteración física del material de partida del cauce que sería responsable de la fracción más gruesa del sedimento, en la que el P procedería básicamente de los minerales primarios (apatito) presentes en la roca, tanto de

forma individual como bajo forma de inclusiones en otros minerales tales como las moscovitas. Por otro lado, los mayores contenidos de P en la fracción de menor tamaño podrían estar representando los procesos de erosión y de deposición fluvial de partículas finas procedentes de los suelos cercanos al cauce y que estarían enriquecidas tanto en P orgánico procedente de moléculas húmicas como en P inorgánico procedente de los fertilizantes añadidos a los suelos.

En la zona de Rego de Abellas la tendencia general a medida que nos desplazamos río abajo es que el contenido en P se incrementa paulatinamente en todas las fracciones del sedimento. En las fracciones más gruesas (hasta 0.50 mm) la tendencia al aumento diferencia claramente los sedimentos del tramo superior de los del tramo inferior, similarmente a lo indicado antes para la distribución granulométrica, pero esas diferencias desaparecen para las fracciones de diámetro inferior a 0.50 mm (Tabla 8.32) ya que se observan incrementos del contenido en P a medida que avanzamos río abajo, sobre todo en las fracciones 0.25-0.10 (en la que el contenido en P prácticamente se triplica desde el punto 5 al 8) y en la fracción < 0.10 mm, en la que el contenido en P se duplica desde el punto 5 al 8 (Tabla 8.32).

Hay que señalar, por otra parte, el hecho de que los sedimentos 2 y 8 (sedimentos del tramo final de ambos ríos antes de su confluencia) presentan contenidos de P muy similares para todas las fracciones, excepto para la fracción < 0.10 mm, fracción en la que el sedimento 2 presenta un contenido muy superior al del sedimento 8. Además, el contenido en P de las diferentes fracciones del sedimento tomado después de la confluencia (sedimento 1) es muy similar al de la muestra 8, excepto en las fracciones menores de 0.25 mm, en la que ese contenido es claramente inferior.

Tabla 8.32.- Valores de P total (mg kg^{-1}) en el sedimento y en las distintas fracciones granulométricas de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	<i>Punto de muestreo</i>	<i>2-1 mm</i>	<i>1-0.5 mm</i>	<i>0.5-0.25 mm</i>	<i>0.25-0.10 mm</i>	<i>< 0.10 mm</i>
Fonte Espiño	4	500	399	489	442	1537
	3	511	427	250	256	808
	2	234	215	162	183	1014
Rego de Abellas	5	131	105	63	67	368
	6	104	82	85	101	397
	7	184	144	86	141	485
	8	174	123	95	185	741
Confluencia	1	173	134	114	104	410

Dados los diferentes contenidos en P de las distintas fracciones y la distinta importancia de cada una de estas en el sedimento, se hace imprescindible conocer cómo se modifica la distribución del P entre las distintas fracciones del sedimento a lo largo de ambos sistemas fluviales. En la Tabla 8.32 se presentan esas distribuciones. Puede apreciarse que, independientemente de las diferencias en las distribuciones granulométricas o en contenidos en P, en ambos ríos las variaciones de esta distribución río abajo es similar. A medida que avanzamos hacia la confluencia de ambos caudales se incrementa el porcentaje de P asociado a las fracciones más gruesas (2-1 mm y 1-0.50 mm) y disminuye la importancia del P asociado a las fracciones finas, sobre todo la de la fracción < 0.10 mm. Así, en Fonte Espiño la contribución de esta fracción al P total en el sedimento pasa de representar el 65 % del P total en el punto 4 hasta significar sólo el 13 % en el punto 2 (Tabla 8.33). En Rego de Abellas, esta fracción pasa de representar el 30 % del P total en la muestra 5 a sólo el 5 % en la muestra 8 (Tabla 8.33). Por otra parte hay que señalar que la fracción intermedia, 0.50-0.25 mm, se comporta de diferente forma en ambos ríos. Su importancia porcentual en relación al P total del sedimento se mantiene prácticamente constante en Fonte Espiño (aunque con una ligera tendencia a incrementarse río abajo) y disminuye claramente con el curso del río en Rego de Abellas.

La distribución del P en los sedimentos muestreados después de la confluencia de ambos ríos es totalmente diferente a la de los sedimentos muestreados en ambos ríos. Aunque la fracción donde se acumula la mayor parte del P total del sedimento es la fracción < 0.10 mm, las fracciones entre 1 y 0.10 presentan porcentajes muy similares a la fracción fina, destacando por otra parte el escaso porcentaje de P que representa la fracción más gruesa (2-1 mm), fracción que sólo representa el 12 % del P total del sedimento.

Tabla 8.33.- Contenido en C total y en P total en las partículas finas (< 0.10 mm) de los sedimentos de Fonte Espiño y Rego de Abellas y relación entre el P total en partículas finas y el P total del sedimento.

	<i>Punto de muestreo</i>	<i>C total en partículas finas (g 100 g⁻¹)</i>	<i>P total en partículas finas (mg kg⁻¹)</i>	<i>P en partículas finas/ P total (%)</i>
<i>Fonte Espiño</i>	4	12.79	1537	65
	3	3.26	808	3
	2	6.85	1014	13
<i>Rego de Abellas</i>	5	7.69	368	30
	6	3.75	397	19
	7	6.39	485	10
	8	4.25	741	5
<i>Confluencia</i>	1	2.95	410	22

En lo referente al contenido de P asociado a partículas finas de los sedimentos, la variabilidad es la característica a destacar, puesto que no hay una tendencia única, mientras en Rego de Abellas se observa un aumento paulatino, en Fonte Espiño se produce un descenso (Tabla 8.33). El hecho de que se produzca el aumento se debe muy probablemente, a que la cantidad de partículas finas es menor río abajo y el P que reciben procedente de los suelos con mayor intensidad de manejo es más elevado que en el nacimiento de los ríos.

En resumen, tanto los datos granulométricos como los de distribución del P en las distintas fracciones sugieren que ambos cursos fluviales se comportan básicamente como sistemas erosivos, de tal manera que río abajo se produce una disminución de partículas finas y un menor porcentaje de P asociado a dicha fracción. La diferente evolución en ambas subcuencas se puede considerar relacionada con las variaciones en el material de partida y en las características del área donde afloran ambos ríos. Por otra parte, el tramo después de la confluencia de ambos ríos parece comportarse como un sistema básicamente sedimentario, aunque las fracciones más finas transportadas no sedimentan y, posiblemente, lleguen hasta el embalse. De todas maneras, el hecho (claramente observable en Rego de Abellas) de que el contenido en P, tanto del sedimento bruto como de cada una de las fracciones, se incremente río abajo sugiere que, independientemente de la posición en el cauce, los sedimentos se están comportando como sumideros del P transportado procedente de los terrenos adyacentes, ya que no parece probable considerar un fenómeno de erosión diferencial que impidiera erosionarse a las partículas de menor contenido en P. Apoyaría la anterior hipótesis el hecho de que los mayores incrementos del contenido en P se produzcan en las fracciones más finas, con mayor superficie específica y en las que sería más factible la presencia de compuestos amorfos o escasamente cristalinos capaces de adsorber el P que pudiera pasar al agua. Además, también apoyaría lo anterior lo comentado en el apartado referente a los análisis de las aguas donde se indicaba que, a pesar de las variaciones temporales de los caudales, la concentración de P en las aguas permanece muy homogénea a lo largo del año, a diferencia de lo que ocurría con otras especies iónicas que mostraban fuertes variaciones en su concentración. Este distinto comportamiento de las formas iónicas puede ahora interpretarse como el resultado de la sorción del P disuelto por el material depositado en el fondo del cauce. Además, hay que señalar que la sorción debe ser muy intensa, ya que tal y como muestran los diagramas de fase fosfato, en la fracción más fina del sedimento (posiblemente la más activa en esa sorción) la concentración de P en equilibrio es extraordinariamente baja, como corresponde a la existencia teórica en dicha fracción de fosfatos escasamente solubles como lo son el FA y el HA.

8.5. Relaciones entre la concentración de P en el agua y los contenidos en P en los suelos

Los incrementos en la concentración de P observados en el suelo no siempre se corresponden con los obtenidos en las aguas, los cambios producidos en el uso del suelo pueden

contribuir a incrementar el transporte de P siendo particularmente importante: a) una mayor proporción de suelos de cultivo, permaneciendo ligada la pérdida de P a la erosión del suelo; b) un mayor drenaje del suelo, manteniéndose las pérdidas de P subsuperficiales; y, c) densidades crecientes de ganado, que dan lugar al enriquecimiento en la superficie de los suelos y a problemas derivados de la distribución de los desechos orgánicos ricos en P (Heathwaite *et al.*, 2000).

Diversos investigadores (Boardman, 1990; Sharpley *et al.*, 1994) sostienen la idea de que la mayoría de las pérdidas de P en zonas agrícolas se producen mediante el P asociado a las partículas del suelo y provocadas por el arrastre de las mismas generado por la escorrentía. Aunque no cabe duda que ésta puede ser la causa en los suelos cultivados susceptibles a la erosión (Gburek *et al.*, 1996; Fraser *et al.*, 1999), existen cada vez más evidencias que sugieren que otros caminos de pérdida de P (así, por ejemplo, pérdidas subsuperficiales) pueden hacer una contribución importante al paso de P al agua (Dils y Heathwaite, 1996; Heathwaite *et al.*, 2000).

Hay que indicar que dos son los factores dominantes de los que depende la cantidad y las formas de P perdidas desde los suelos agrícolas a las aguas circundantes. Primero, los procesos del suelo, que controlan las formas de P en el suelo disponibles para el transporte y, en segundo lugar, la hidrología de la pendiente, que define los mecanismos y los caminos de pérdida (Heathwaite y Dils, 2000).

Uno de los problemas para entender los caminos hidrológicos de la pérdida de nutrientes desde los suelos agrícolas a las aguas circundantes es su naturaleza dinámica, en tiempo y espacio. La pendiente puede generar flujo subsuperficial durante una tormenta, escorrentía como consecuencia de una excesiva infiltración por inundación, o flujo subsuperficial durante una corta tormenta y escorrentía por una excesiva saturación durante una tormenta de larga duración (Dunne, 1983). Además, hay que tener en cuenta que el P procedente de abonos o de fertilizantes está en distintos compuestos químicos y, por tanto, presenta diferente comportamiento químico (solubilidad, reactividad) (Sharpley y Moyer, 2000; Leinweber *et al.*, 2002). Normalmente, las adiciones de P se concentran cerca de la superficie del suelo y el tiempo que transcurre hasta que el abono o el fertilizante de P se integran completamente en el suelo puede ser considerable, de varias semanas o incluso de meses, dependiendo de las características del abono y del método de aplicación. El índice de P indica la relación que existe entre el P potencialmente desorbible y el P total presente en el agua, pero no permite predecir los períodos con mayor riesgo ni determinar a qué factores se deben el riesgo potencial de paso de P del suelo al agua.

Con el propósito de evaluar si existe una relación clara entre el P del suelo potencialmente transferible y el P presente en el agua de los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas, a continuación se determinan las correlaciones entre la concentración de P potencialmente desorbible del suelo, para las diluciones estudiadas, es decir, 1:100 y 1:20, y la concentración de P total presente en el agua de los ríos (Tabla 8.34).

Tabla 8.34.- Valores del coeficiente de correlación obtenidos para las correlaciones entre el P total potencialmente desorbible del suelo, a las relaciones suelo:agua de 1:100 y 1:20, y el P total en el agua, en Fonte Espiño y Rego de Abellas, considerando tres intervalos de tiempo diferentes.

	Punto de muestreo	TP 1:20			TP 1:100		
		15 días	30 días	45 días	15 días	30 días	45 días
Fonte Espiño	4	0.445	0.352	-0.188	0.824*	0.162	-0.157
	3	-0.091	0.163	-0.449	0.013	-0.048	-0.361
	2	-0.503	-0.341	-0.552**	-0.482	-0.385	-0.486
Rego de Abellas	5	0.514	0.224	0.160	0.142	0.276	0.146
	6	-0.310	-0.488	-0.413	-0.342	-0.565**	-0.034
	7	-0.335	-0.282	-0.197	-0.257	-0.263	0.008
	8	0.326	-0.383	-0.377	0.462	-0.257	-0.263
Confluencia	1	-0.350	-0.277	-0.716*	-0.412	-0.336	-0.695*

Para cada punto de muestreo de agua se han considerado los valores medios de P total desorbible por los suelos que pudieran drenar hasta ese punto. Además, teniendo en cuenta que el paso del suelo al agua no es instantáneo, se realizan las correlaciones suelo:agua para tratar de conocer la respuesta que se produce en la concentración de P total en el agua, en relación con la desorción de P en el suelo, 15, 30 y 45 días antes de la determinación de P en el agua del río.

La tendencia general, observada para ambas diluciones de desorción, es que las correlaciones realizadas con respecto al P del agua son negativas, es decir, un aumento en la cantidad de P desorbido se corresponde con una disminución en la concentración de P total en el agua del río, lo que sólo podría explicarse considerando un efecto tampón del río. Esta tendencia global presenta excepciones, pues en el nacimiento de ambos ríos (puntos 4 y 5) las correlaciones son positivas, es decir, se produce un incremento en la concentración de P total en el agua de ambos ríos a medida que aumenta la cantidad de P desorbido. Hay que indicar, además, que esta tendencia de generar correlaciones negativas se mantiene para los primeros 30 días e incluso hasta los 45. Hay una influencia directa entre el P desorbido en los suelos y el P presente en las aguas, que se pone de manifiesto en estos dos puntos en que las correlaciones son mayores a los quince días, obteniéndose para el punto 4 (nacimiento de Fonte Espiño) correlaciones significativas ($P < 0.01$) tras este intervalo de tiempo.

Los suelos próximos al nacimiento de los dos ríos, son suelos bajo uso forestal, en su mayoría, y prados naturales. En los suelos con estas características la presencia de vegetación densa influye de forma compleja en el agua del suelo, porque reduce el agua que llega al mismo (interceptación), pero alarga en el tiempo el efecto de las precipitaciones, desprendiendo poco a poco el agua que moja el follaje, y reduciendo así la fracción de escorrentía y aumentando la de infiltración. Otro efecto favorable de la vegetación tiene que ver con las raíces, especialmente las raíces densas y superficiales de muchas plantas herbáceas, y la contribución de éstas a la formación de suelo, al favorecer la permeabilidad de los mismos.

El aumento de P en los suelos cercanos a los puntos 4 y 5 podría deberse a la descomposición de restos vegetales y animales que al ser degradados por los microorganismos del suelo liberan compuestos fosfatados. También influye de forma importante la sequedad que se produce en el suelo en los meses estivales; de hecho, el fósforo particulado tiende a incrementarse durante el período de primavera y verano, sugiriendo que durante estas estaciones las fuerzas de unión entre las partículas del suelo son más débiles que en otras épocas del año, lo que genera una mayor ruptura de los agregados y un mayor riesgo de pérdida de P.

El hecho de que se produzca una respuesta rápida (a los 15 días) en las aguas posiblemente es consecuencia de la conectividad que existe en esos puntos entre el suelo y el agua; además, hay que tener en cuenta que en estos puntos donde nacen los ríos, el caudal es menor, por tanto la dilución es menor que en otros tramos del río.

Al evaluar las correlaciones para los demás puntos muestreados en ambos ríos, Fonte Espiño y Rego de Abellas, se observa que el comportamiento es distinto al obtenido para los puntos en el nacimiento pero similar para ambos ríos, a pesar de que, en general, el uso de los suelos en Fonte Espiño es más intenso que en Rego de Abellas, y es que se producen correlaciones negativas entre las concentraciones de P total en el suelo para las diluciones 1:100 y 1:20 y las concentraciones de P total presente en el agua del río. A pesar de que en los meses en los que se efectúa el estudio las precipitaciones observadas en la zona son moderadas en comparación con las obtenidas a lo largo del año (no superan los 75 mm de valor medio semanal), y que este hecho puede restringir el paso de P del suelo al agua porque no se produce una corriente de agua con un flujo considerable que transporte el P del suelo a los ríos. Esto que concuerda con lo expuesto por Heathwaite y Dils (2000), pues estos autores indican que la cantidad de P perdido dependerá de la interacción con el agua del suelo en tránsito y del grado del equilibrio químico entre el agua nueva y vieja, y entre el agua y los coloides del suelo. Hay que indicar que no tienen sentido lógico los resultados obtenidos mediante la aplicación de este índice, puesto que se observa una disminución en la cantidad de P en las aguas del río a medida que se incrementan las cantidades de P en el suelo, fundamentalmente si se tiene en cuenta que las aguas superficiales son altamente sensibles a la pérdida de P desde zonas agrícolas porque la concentración crítica de P para el control de la eutrofización tiene un valor ($10\text{-}20\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$) muchísimo más bajo que las concentraciones de P en el suelo requeridas para el crecimiento de los cultivos ($200\text{-}300\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$) (Heathwaite y Dils, 2000). Por lo tanto, puede desestimarse el empleo de este índice simple de P como indicador del riesgo de paso de P del suelo al agua.

***9.- DISEÑO DE UN ÍNDICE DE P PARA
LA CUENCA DE FONTE ESPÍÑO Y REGO
DE ABELLAS***

9. Diseño de un Índice de P para la cuenca de Fonte Espiño- Rego de Abellas

9.1. Introducción

Como se ha expuesto de forma más detallada en la Introducción de esta Tesis, los "índices de fósforo" (PI) son herramientas semicuantitativas que se diseñan para determinar el riesgo de pérdida de P desde los suelos a las aguas superficiales. Estos índices están basados en cálculos aritméticos simples que tienen en cuenta, por un lado, un factor fuente que es función del contenido de P en el suelo, y que se determina, entre otros, a partir de los valores del test de fósforo del suelo, de las adiciones de P mediante abonos o fertilizantes y de los residuos de las plantas dejados en el suelo. Por otro, un factor de transporte, esto es, una evaluación cuantitativa de la influencia que ejercen los diferentes mecanismos de transporte de sólidos y líquidos (erosión, escorrentía, drenaje subsuperficial, conectividad) en el paso del P del suelo al agua. Además, también puede tener interés a nivel local y en suelos con abundante cubierta vegetal la lixiviación de los residuos de las plantas que permanecen en la superficie del suelo (Bromfield y Jones, 1972; Bechmann *et al.*, 2005b).

Las adiciones de fertilizantes minerales y orgánicos (desechos de animales, residuos de plantas) que se producen, fundamentalmente, en prados y cultivos fuertemente fertilizados, influyen en los niveles del test de P del suelo en un plazo de tiempo corto, pero más importante para el riesgo de pérdidas de P son las pérdidas que se pueden producir inmediatamente después de su aplicación al suelo como consecuencia, por ejemplo, de una precipitación intensa. Las adiciones de abono reducen la capacidad de absorción de P (Allen y Mallarino, 2006), pero aumentan los niveles de materia orgánica del suelo. El incremento de la materia orgánica del suelo influye en la porosidad, distribución del tamaño de poro, estabilidad de los agregados y capacidad de infiltración (Gilley y Risse, 2000), facilitando el movimiento del agua a través del suelo y minimizando el riesgo de pérdidas por escorrentía.

En los índices de P los factores de fuente incluyen, en general, un índice agronómico del estado del P en el suelo representado por un test (que puede cuantificarse partiendo de valores relativos, es decir, designados a partir de una escala previamente establecida, o de valores absolutos, o lo que es lo mismo, de las cantidades presentes en el suelo multiplicadas por un factor). Además, suelen contabilizarse las aportaciones que se realizan de fertilizantes tanto orgánicos como inorgánicos y el método de aplicación, considerando tanto aproximaciones aditivas como multiplicativas. Así, en la bibliografía aparecen tanto índices de P en los que se realiza la suma de los valores relativos asignados en función de la cantidad de fertilizantes y de los métodos de aplicación (Lemunyon y Gilbert, 1993; Gburek *et al.*, 2000; Heathwaite *et al.*, 2000; Beegle *et al.*, 2006), como índices en los que intervienen el resultado de realizar el sumatorio de los productos de las cantidades de fertilizantes por los valores relativos correspondientes (Sharpley *et al.*, 2003; Andersen y Andersen, 2006).

9.2. El índice de Gburek *et al.* (2000)

Los distintos índices de P, ya descritos en la sección de Introducción, en general responden a características concretas de cada zona y, por lo tanto, son específicos de cada zona en particular. Por ello, se va a tomar como referencia para estimar el riesgo de pérdidas de P desde los suelos de Fonte Espiño a las aguas el índice de P propuesto por Gburek *et al.* (2000), cuya estructura se detalla a continuación (Tabla 9.1), aunque con algunas modificaciones atendiendo a las características concretas de la cuenca de estudio y que se irán detallando progresivamente.

Tabla 9.1.- Índice de P propuesto por Gburek *et al.* (2000).

Características transporte	Valores asignados					
	Peso	Nada (0.6)	Bajo (0.7)	Medio (0.8)	Alto (0.9)	Muy Alto (1.0)
Erosión suelo	1.0	No aplicable	< 10 Mg ha ⁻¹	10-20	20-30	> 30
Escorrentía	1.0	No aplicable	Muy bajo o bajo	Medio	Alto	Muy Alto
Período retorno/ retorno/ distancia	Peso	Nada (0.2)	Bajo (0.4)	Medio (0.6)	Alto (0.8)	Muy Alto (1.0)
	1.0	> 10 > 170 m	6-10 130-170	3-5 80-130	1-2 30-80	< 1 < 30
Características	Valores asignados					
	Peso	Nada (0)	Bajo (1)	Medio (2)	Alto (4)	Muy Alto (8)
Test P suelo	1.0	No aplicable	Bajo	Medio	Alto	Muy Alto
P aplicado fertilizantes	0.75	No aplicable	1-15 kg P ha ⁻¹	16-45	46-75	> 76
Método aplicación fertilizantes de P	0.5	No aplicable	Profundidad > 5 cm	Justo antes cultivo	Incorporado > 3 meses antes cultivo o superficialmente < 3 meses del cultivo	Aplicado en superficie > 3 meses antes cultivo
P orgánico aplicado	1.0	No aplicable	1-15 kg P ha ⁻¹	16-30	31-45	> 46
Método aplicación P orgánico	1.0	No aplicable	Profundidad > 5 cm	Justo antes cultivo	Incorporado > 3 meses antes cultivo o superficialmente < 3 meses del cultivo	Aplicado superficialmente al pasto o > 3 meses antes cultivo

El índice de P propuesto por Gburek *et al.* (2000) es un índice relativamente sencillo, ya que no requiere una elevada cantidad de datos, y que refleja las áreas críticas de pérdida (que se identifican con las áreas susceptibles de exportar altas cantidades de P por los elevados valores que presenta el componente fuente y por los elevados valores potenciales del componente transporte). El cálculo del índice se basa en un método multiplicativo, esto es, el índice de P se

determina multiplicando el factor fuente por el factor transporte. El modo de realizar la estimación de cada uno de los factores se indica más abajo.

9.2.1. Estructura del factor fuente

El índice de P propuesto por Gburek *et al.* (2000) determina el factor fuente considerando cinco parámetros:

- ❖ Valor del test de P en el suelo, que indica el P inmediatamente disponible para los organismos.
- ❖ Valor de las aportaciones de P al suelo por medio de fertilizantes orgánicos.
- ❖ Cantidad de P que se aporta al suelo por medio de fertilizantes inorgánicos.
- ❖ Método de aplicación de los fertilizantes orgánicos empleados.
- ❖ Método de aplicación de los fertilizantes inorgánicos.

A cada uno de estos factores se les asigna un peso (en función de la trascendencia que tiene cada característica evaluada para determinar el factor fuente) y unos valores relativos, designados a partir de una escala previamente establecida, según se trate de niveles bajos, medios, altos o muy altos (Tabla 9.1).

9.2.2. Estructura del factor transporte

Hay que tener en cuenta que los altos niveles de P presentes en los suelos de una cuenca, bien hayan sido generados por las características del suelo o bien por las sobre-aplicaciones de abonos orgánicos o de fertilizantes inorgánicos, únicamente suponen un riesgo en la exportación de P a las aguas superficiales si los factores de transporte son operativos. Los mecanismos principales del transporte para el P son la erosión, la escorrentía, el drenaje subsuperficial y la conectividad. Es precisamente en los factores de transporte donde los índices de P presentan más variaciones, pues en cada caso se intenta reflejar de la manera más sencilla y completa las características propias de cada localidad. Las primeras aproximaciones para la obtención del índice de P tan sólo consideraban la erosión del suelo y la escorrentía (Lemunyon y Gilbert, 1993): Sin embargo, a medida que se van modificando los índices de fósforo se van añadiendo componentes, de forma que Gburek *et al.* (2000) incluyen, además de los dos antes citados, el período de retorno y la distancia. Sharpley *et al.* (2003), al estimar el índice de P para Pennsylvania, el drenaje subsuperficial y la conectividad modificada (en función de las zonas tampón y de la distancia que les separa de la masa de agua) mientras que el índice de P utilizado en Dinamarca (Andersen y Kronvang, 2006) amplía los componentes del factor transporte, al considerar la lixiviación potencial. Por otra parte, Bechmann *et al.* (2005a) al formular un índice de P para Noruega, incluyen dentro del factor transporte la frecuencia de las inundaciones y, además, incluyen junto a los factores fuente y transporte un tercer factor, también relacionado con el transporte, que sería la precipitación anual. Complicando un grado más las cosas, Czymmek *et*

al. (2003) al desarrollar el índice de P para New York tienen en cuenta dos factores de transporte diferenciados: a) el que afecta al transporte del P disuelto y b) el que genera el transporte del P particulado. Se puede concluir que cada investigador trata de adecuar el índice de P a las características propias del lugar donde se va a aplicar para que la estimación sea lo más real y útil posible.

El índice de P propuesto por Gburek *et al.* (2000) determina el factor transporte considerando tres parámetros:

- ❖ Erosión del suelo, que se determina cuantitativamente empleando la Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo (USLE) (Wischmeier y Smith, 1960; Wischmeier y Smith, 1978).
- ❖ Grado de escorrentía, que se clasifica atendiendo a valores cualitativos y cuyo cálculo se basa en la aproximación del número de curva, CN (USDA-NRCS, 1989).
- ❖ Factor de la contribución de la distancia que se basa en análisis hidrológicos que indican la probabilidad de que eventos de precipitación de diversa consideración (períodos de retorno) causen escorrentía de una magnitud predeterminada. Se trata de un parámetro cuantitativo.

Hay que indicar que los valores asignados para el factor distancia, en esta aproximación, son mucho menores que los atribuidos al factor fuente pues oscilan entre 0.2 y 1.0 mientras que en el factor fuente lo hacían entre 0.0 y 8.0. Además, todos los parámetros del factor transporte presentan el mismo peso, esto es, contribuyen en igual proporción al cálculo de dicho factor.

9.3. Modificaciones introducidas en el factor fuente del índice de Gburek *et al.* (2000) para su aplicación en la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas

En la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas, debido a su extensión y al alto número de propietarios, no es fácil conocer algunos de los factores que constituyen el factor fuente del índice de P de Gburek *et al.*, (2000). Así, son difíciles de evaluar las aportaciones de P procedentes tanto de fertilizantes inorgánicos como orgánicos y el método de aplicación de los fertilizantes (es decir, la profundidad a la que se incorporan, si la aplicación es superficial y el momento en el que se adicionan, esto es, si es inmediatamente antes del cultivo o transcurre un tiempo). Por ello, hay que recurrir a otros parámetros que sean igualmente válidos y que aporten la información necesaria para estimar el factor fuente a lo largo del período de estudio (de marzo a octubre de 2002) de forma eficaz. Hay que tener en cuenta que en este estudio no se trata de conocer el estado puntual del P en el suelo sino que se centra en obtener una aproximación, partiendo de datos experimentales, del riesgo de entrada de P en las aguas y de identificar las contribuciones relativas de este elemento procedente de las diferentes fuentes dentro de la cuenca de estudio durante un período de tiempo determinado. Por lo tanto, la finalidad del estudio no es conocer datos sobre la aplicación que se efectúe de manera puntual en un suelo en concreto, sino

cuantificar los valores medios en los períodos de tiempo estimados, donde se vean reflejados los incrementos y disminuciones de la cantidad de P adicionado con los fertilizantes inorgánicos y con los abonos orgánicos. Ante la imposibilidad de conocer el manejo pormenorizado del suelo (por la extensión de la zona objeto de estudio) y para complementar los datos derivados del test de P, se deben considerar en el índice de P otros parámetros que aporten información sobre el riesgo de pérdidas de este elemento en el suelo. Estos parámetros se seleccionaron entre aquellos determinados a partir de los resultados de la investigación llevada a cabo en el laboratorio al estudiar los suelos. Entre todos los parámetros evaluados se seleccionaron aquellos que reflejan mejor los cambios que se producen en el suelo como consecuencia del manejo del mismo y que también aparecen incluidos en las expresiones de otros índices.

Así, distintos investigadores (Øgaard, 1995; McFarland y Hauck, 1999) han señalado la posibilidad de predecir el riesgo de lavado de fósforo mediante el conocimiento de un parámetro de intensidad del P en el suelo. Estos autores consideran que el riesgo de pérdidas de P se puede medir por la extracción de P del suelo en medios que presenten una fuerza iónica baja y han sugerido que, dada la baja fuerza iónica del agua de lluvia, la extracción con agua destilada sería la más apropiada, opinión también compartida por Torrent y Delgado (2001). Por ello, entre los parámetros considerados para determinar el factor fuente se ha seleccionado la desorción de MRP a la dilución 1:20, ya que la desorción de MRP (1:20) se correlaciona negativamente con la suma de Fe y Al extraíbles y con el Ln a y, de forma positiva, con el P inorgánico disponible, así como con los índices del grado de saturación (Tabla 7.7). Es decir, es un parámetro altamente correlacionado con diferentes propiedades edáficas que afectan a la dinámica del P en el suelo. El conocer la desorción de P que se produce bajo condiciones de laboratorio refleja indirectamente la posibilidad de retención y de liberación del fósforo en el suelo.

Otro factor a tener en cuenta en la estimación del factor fuente es el índice de saturación de P (PSD-3) que, tal como se ha comentado al realizar la discusión de los suelos de los alrededores de los embalses de Fervenza y Portodemouros, refleja claramente la capacidad de desorción de P de un suelo. Esta propiedad también se ha usado en otros trabajos como indicador del riesgo de pérdida de P (Buczko y Kuchenbuch, 2007) porque, comparado con el test de P del suelo, son mejores las correlaciones obtenidas con las concentraciones de P en el agua de escorrentía o en el drenaje subsuperficial (Leinweber *et al.*, 1999; Hughes *et al.*, 2000; Kleinman y Sharpley, 2002). La idoneidad de los índices de saturación de P para determinar el estado de P en el suelo es defendida por diversos autores que lo incluyen en el cálculo de los índices de P (Bolinder *et al.*, 1999; Djodjic y Bergström, 2005). A continuación se exponen con detalle cada uno de los parámetros elegidos que forman el factor fuente.

Los parámetros que componen el factor fuente son: test de P, desorción de MRP a la dilución suelo:agua 1:20 y grado de saturación de P (PSD-3). A continuación se realiza el estudio de cada uno de estos parámetros y su variación en cada una de las zonas.

9.3.1. Test de P

El test de P en el suelo se evalúa a partir del P extraído con el método Olsen, similarmente a lo indicado en el índice de referencia. Para la asignación de los valores relativos se tuvieron en cuenta los niveles establecidos por Bara Temes (1986) para el P inorgánico extraído con bicarbonato en suelos de Galicia (Tabla 9.2).

Tabla 9.2.- Niveles asignados para el test de P por Bara Temes (1986) en función del rango de valores.

	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Test P (mg kg ⁻¹)	< 15	15-30	30-40	≥ 40

En la Tabla 9.3 se muestra, para las distintas zonas de estudio delimitadas hidrográficamente, el porcentaje de suelos correspondientes a los distintos niveles de P inorgánico extraído con bicarbonato en los muestreos realizados con periodicidad quincenal (véase las secciones de Material y Métodos) a lo largo del período de estudio (de marzo a octubre de 2002). Se observa que los suelos de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas presentan distintas cantidades de P extraíble, por lo que pertenecen a diferentes clases de nivel de este parámetro. La zona A (después de la confluencia entre ambos ríos), en la que un 36 % de la superficie se corresponde con suelos forestales y un 64 % con prados naturales, es la que presenta los valores de este parámetro más homogéneos, presentando el 100 % de los suelos niveles bajos de P a lo largo de todo el período de tiempo estudiado.

En la zona B (suelos de la subcuenca de Rego de Abellas), se observa un comportamiento diferente al estar presentes tanto suelos forestales (un 28 % de la superficie de esta subcuenca) como prados naturales (45 %) y prados fertilizados (27 %). En esta zona, aunque a lo largo de todo el período de estudio más del 80 % de los suelos presentan valores bajos de P disponible, en este mismo período también se observan suelos con valores medios de P e incluso suelos que llegan a alcanzar niveles altos y muy altos de P (entre el 2 y el 4 % de los suelos). Además, cabe destacar que los niveles altos y muy altos de P inorgánico extraíble en el suelo se concentran en los meses estivales, concretamente durante los meses de julio y agosto.

En la zona C (cuenca de Fonte Espiño) es donde se encuentra la mayor superficie de prados fertilizados de la cuenca, ya que estos ocupan el 66 % del territorio frente al 16 % de los prados naturales y el 11 % de los suelos forestales. El que haya más prados fertilizados se refleja claramente en los niveles de P extraíble en el suelo, pues en esta subcuenca asciende al 14 % el porcentaje de suelos que presentan niveles altos o muy altos de P.

Un 58 % de los suelos presentan niveles bajos de P y un 28 % valores medios (Tabla 9.3).

Tabla 9.3.- Porcentaje de suelos asociados a los distintos niveles de *P* inorgánico bicarbonato, para cada zona de la cuenca en los diferentes momentos de muestreo.

P inorg bic	Muestreo	Bajo (%)	Medio (%)	Alto (%)	Muy alto (%)
Zona A	14-III-02	100	0	0	0
	28-III-02	100	0	0	0
	11-IV-02	100	0	0	0
	25-IV-02	100	0	0	0
	08-V-02	100	0	0	0
	22-V-02	100	0	0	0
	05-VI-02	100	0	0	0
	18-VI-02	100	0	0	0
	04-VII-02	100	0	0	0
	18-VII-02	100	0	0	0
	13-VIII-02	100	0	0	0
	06-IX-02	100	0	0	0
	20-IX-02	100	0	0	0
	04-X-02	100	0	0	0
	Media	100	0	0	0
Zona B	14-III-02	82	0	18	0
	28-III-02	89	11	0	0
	11-IV-02	91	9	0	0
	25-IV-02	89	0	11	0
	08-V-02	82	9	9	0
	22-V-02	100	0	0	0
	05-VI-02	82	9	9	0
	18-VI-02	82	18	0	0
	04-VII-02	82	9	0	9
	18-VII-02	73	18	0	9
	13-VIII-02	73	18	0	9
	06-IX-02	73	18	9	0
	20-IX-02	73	27	0	0
	04-X-02	73	27	0	0
	Media	82	12	4	2
Zona C	14-III-02	55	30	5	10
	28-III-02	63	21	11	5
	11-IV-02	63	32	5	0
	25-IV-02	45	30	20	5
	08-V-02	58	21	16	5
	22-V-02	75	15	5	5
	05-VI-02	55	35	5	5
	18-VI-02	63	26	0	11
	04-VII-02	50	30	10	10
	18-VII-02	55	20	15	10
	13-VIII-02	59	35	6	0
	06-IX-02	50	35	5	10
	20-IX-02	60	30	10	0
	04-X-02	60	30	5	5
	Media	58	28	8	6

Hay que indicar que prácticamente en la totalidad de los muestreos realizados a lo largo del período de estudio se alcanzan niveles altos y muy altos, por lo que ya no se restringen a los meses estivales sino que son una constante.

A modo comparativo hay que indicar que el porcentaje total de suelos con niveles medios y altos de P en la zona C es el doble que el observado en la zona B, mientras que el porcentaje de suelos con niveles muy altos es en la zona C es el triple que el observado en la zona B.

Para conocer la variación a lo largo del periodo de cosecha del P inorgánico extraído con bicarbonato se han considerado dos periodos de tiempo: antes y después de julio (periodos 1 y 2, respectivamente). Se considera julio como fecha límite porque es en este mes donde se produce un cambio en la intensidad de la actividad agrícola, ya que en este mes se corta y recoge la hierba seca y se realiza la recolección del cereal de invierno.

Considerando los distintos sectores, y como se observa en la Tabla 9.4, en la zona A no hay diferencias en los niveles de P inorgánico extraído con bicarbonato en los dos periodos considerados, puesto que el 100 % de las muestras presentan niveles bajos de este parámetro. Esto es lógico porque en esta zona no se producen aplicaciones de fertilizantes, ya que los prados naturales ocupan el 64 % del territorio y los suelos forestales el resto del mismo (36 %), y estos dos usos del suelo llevan aparejados muy escasas operaciones de manejo agrícola.

Tabla 9.4.- Porcentaje medio de suelos en los dos periodos considerados en función de los distintos valores del test de P en las diversas zonas de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

Test P		Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Zona A	Período 1	100	-	-	-
	Período 2	100	-	-	-
Zona B	Período 1	73	27	-	-
	Período 2	64	27	9	-
Zona C	Período 1	30	60	10	-
	Período 2	15	75	10	-

En la zona B los valores del test de P son, al igual que en la zona A, similares en los dos periodos considerados, pues en ambos periodos la mayoría de los suelos presentan niveles bajos de test de P, aunque se observa una tendencia a que durante el segundo periodo aumente el contenido de P en alguno de los suelos (9 %), reflejando una mayor intensidad de manejo de los mismos en relación a los suelos de la zona A.

En la zona C, donde se registra el mayor número de prados fertilizados y, por tanto, una mayor presencia de suelos intensamente manejados, la mayoría de los suelos (60 % durante el periodo 1 y 75 % durante el segundo) presentan niveles medios de test de P. Además, en ambos periodos, un 10 % de los suelos alcanzan valores altos del test de P.

9.3.2. MRP 1:20

En el factor fuente se va a incluir la concentración de MRP desorbido a la relación suelo:agua 1:20 (MRP 1:20), ya que conocer la desorción de P que se produce bajo condiciones

de laboratorio permite determinar de forma indirecta la posibilidad de retención y de liberación del fósforo en el suelo.

Como es fácilmente comprensible, los valores obtenidos a nivel de laboratorio de los parámetros de desorción de P no se pueden extrapolar directamente a condiciones de campo. Por ello, deben ser tabulados para poder asignarles unos valores relativos y así poder incluirlos en el índice de P. Al no existir para este parámetro una clasificación en diferentes niveles ya preestablecida, se ha decidido paliar esta carencia utilizando la relación que existe entre el P inorgánico extraído con bicarbonato y la desorción de MRP a la dilución 1:20.

Con el fin de conocer cómo es la relación que existe entre estos parámetros, se representan gráficamente los valores obtenidos para ambos en los suelos de la cuenca durante todo el periodo de estudio (Figura 9.1).

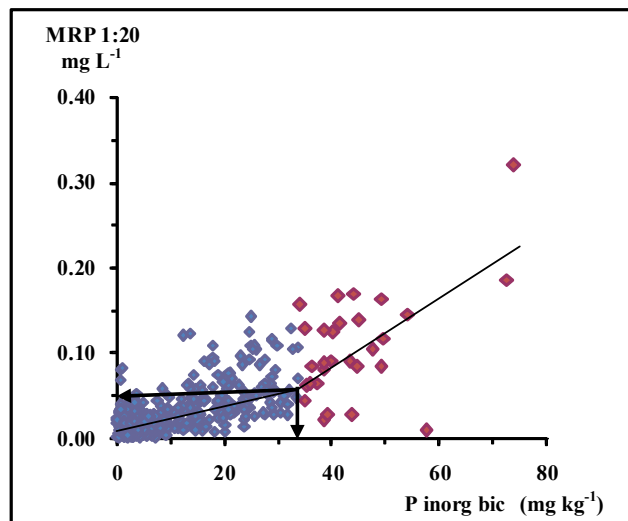


Figura 9.1.- Relación entre el P inorgánico extraído con bicarbonato y el MRP 1:20.

En la Figura 9.1 se observa cómo a medida que aumenta la cantidad de P inorgánico extraíble con bicarbonato aumenta la cantidad de MRP desorbido. En la gráfica se aprecian dos tendencias bien definidas. En un primer tramo (hasta el valor de P inorgánico bicarbonato de 34 mg kg^{-1}) existe una relación lineal pero con una pendiente moderada. A partir del valor de P inorgánico bicarbonato indicado antes se observa una relación lineal pero con una pendiente mucho mayor, lo que indica que incrementos moderados de P inorgánico extraíble con bicarbonato van a suponer aumentos considerables en la desorción de MRP. Este comportamiento conlleva un importante riesgo medioambiental puesto que el P desorbido puede alcanzar las aguas circundantes y generar problemas de eutrofización, pues enriquece las aguas de P inmediatamente disponible para las plantas acuáticas.

Tal como se indicó anteriormente, se puede apreciar que el punto de corte entre ambas tendencias se establece en 34 mg kg^{-1} de P inorgánico bicarbonato (Figura 9.1). Este punto separa dos comportamientos, el primero se corresponde con la primera tendencia y si se divide ese tramo en dos partes iguales se identificarían con los niveles bajo y medio de P bicarbonato definidos anteriormente. La segunda tendencia se observa en los valores superiores a 34 mg kg^{-1} y, si se divide de nuevo en dos intervalos, permitiría considerar los niveles alto y excesivo. El rango de valores de MRP 1:20 que define cada nivel bajo, medio, alto o muy alto, a partir de los valores considerados para el P bicarbonato se expresa en la Tabla 9.5.

Tabla 9.5- Niveles asignados para el MRP 1:20 en función del rango de valores.

	<i>Bajo</i>	<i>Medio</i>	<i>Alto</i>	<i>Muy alto</i>
MRP 1:20 (mg L^{-1})	< 0.030	0.030-0.050	0.050-0.175	≥ 0.175

En la Tabla 9.6 se recoge el porcentaje de suelos perteneciente a cada uno de los intervalos anteriores, establecidos en función del nivel de desorción de MRP 1:20, para cada una de las zonas hidrológicas, para cada uno de los suelos muestreados y a cada momento de muestreo.

De forma similar a lo observado con el P inorgánico extraído con bicarbonato, las zonas de la cuenca presentan, en todos los momentos de muestreo, distintos niveles de desorción de P y, de nuevo, estos niveles están íntimamente relacionados con el uso predominante del suelo en cada una de las zonas. Así, en la zona A prácticamente la totalidad de los suelos tienen niveles bajos y medios de riesgo de desorción de MRP, con alguna excepción puntual donde se alcanzan valores altos, niveles de riesgo esperables dado el bajo nivel de manejo de la mayoría de los terrenos pertenecientes a esta zona.

La zona C, que es donde se concentra el mayor número de prados fertilizados, es la zona con los niveles de riesgo de desorción de P más elevados, predominando los niveles altos (21 %) frente a los muy altos (3 %).

Por su parte, la zona B presenta un comportamiento intermedio entre la zona A y la zona C, representando el área donde los niveles son bajos el 69 %. Cabe destacar que niveles altos de P se observan en todo el período de tiempo estudiado de tal manera que el porcentaje de suelos dentro de esta clase (17 %) es más elevado que el porcentaje de suelos que presentan niveles medios (13 %). Se observan pequeñas áreas (1 % del total de la zona) en las que los suelos presentan niveles muy altos de desorción de MRP.

En la Tabla 9.7 se resume el porcentaje de suelos dentro de cada nivel de desorción de MRP a la relación suelo:agua 1:20, para los dos períodos considerados.

Tabla 9.6.- Porcentaje de suelos asociados a los distintos niveles de desorción de MRP 1:20, para cada zona de la cuenca y cada momento de muestreo.

MRP 1:20	Muestreo	Bajo (%)	Medio (%)	Alto (%)	Muy alto (%)
Zona A	14-III-02	80	0	20	0
	28-III-02	100	0	0	0
	11-IV-02	80	20	0	0
	25-IV-02	100	0	0	0
	08-V-02	100	0	0	0
	22-V-02	100	0	0	0
	05-VI-02	60	40	0	0
	18-VI-02	100	0	0	0
	04-VII-02	60	40	0	0
	18-VII-02	100	0	0	0
	13-VIII-02	100	0	0	0
	06-IX-02	100	0	0	0
	20-IX-02	100	0	0	0
	04-X-02	100	0	0	0
	Media	92	7	1	0
Zona B	14-III-02	73	18	9	0
	28-III-02	56	22	22	0
	11-IV-02	55	18	27	0
	25-IV-02	78	11	11	0
	08-V-02	73	9	18	0
	22-V-02	82	18	0	0
	05-VI-02	64	9	27	0
	18-VI-02	82	0	18	0
	04-VII-02	55	27	18	0
	18-VII-02	73	9	9	9
	13-VIII-02	64	18	18	0
	06-IX-02	55	18	18	9
	20-IX-02	73	0	27	0
	04-X-02	73	9	18	0
	Media	69	13	17	1
Zona C	14-III-02	40	25	25	10
	28-III-02	58	16	21	5
	11-IV-02	42	31	16	11
	25-IV-02	70	0	20	10
	08-V-02	73	11	16	0
	22-V-02	60	25	10	5
	05-VI-02	45	35	20	0
	18-VI-02	52	37	11	0
	04-VII-02	25	30	45	0
	18-VII-02	65	15	15	5
	13-VIII-02	47	35	18	0
	06-IX-02	60	10	30	0
	20-IX-02	55	15	30	0
	04-X-02	70	10	20	0
	Media	55	21	21	3

De forma similar a lo observado para el P inorgánico extraído con bicarbonato, en la zona A todos los suelos presentan niveles de desorción bajos para los dos períodos considerados.

En la zona B la mayoría de los suelos (73 %) presentan niveles bajos de desorción de MRP, pero mientras que en el primer período el 9 % de los suelos de la zona presenta niveles

medios y el 18 % niveles altos, en el segundo período el porcentaje de territorio que presenta niveles altos asciende hasta el 27 %.

Tabla 9.7.- Porcentaje medio de suelos en los dos períodos considerados para cada nivel de MRP 1:20 desorbido en las distintas zonas de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

MRP 1:20		Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Zona A	Período 1	100	-	-	-
	Período 2	100	-	-	-
Zona B	Período 1	73	9	18	-
	Período 2	73		27	-
Zona C	Período 1	50	20	25	5
	Período 2	50	20	30	-

Por tanto, en esta zona se produce un incremento en los niveles de desorción de MRP por los suelos en el segundo período con respecto al primero (hasta el mes de julio).

En la zona C tan sólo el 50 % de los suelos presenta niveles bajos de desorción de MRP en cualquiera de los dos períodos. Además, en los dos períodos el porcentaje de suelos para los que los niveles de este parámetro son medios es del 20 %, mientras que el porcentaje de suelos con niveles altos es mayor en el segundo período que en el primero (el 25 % frente al 30 %, respectivamente). Esta modificación se produce a expensas de un 5 % de suelos que, en el primer período, presentaban niveles muy altos.

9.3.3. PSD-3

De forma similar a lo indicado para el parámetro de desorción MRP 1:20, para el grado de saturación PSD-3 (escogido por representar un factor tampón del P en el suelo) no se pueden aplicar directamente los valores obtenidos para los suelos en condiciones de laboratorio a situaciones de campo, por lo que de nuevo se recurre a estudiar la relación entre el P inorgánico bicarbonato y el PSD-3.

Al representar los valores del índice de saturación PSD-3 frente a los valores de P inorgánico bicarbonato (Figura 9.2) se observa que a valores bajos de P inorgánico bicarbonato hay una relación lineal, pero que esta relación tiende hacia la asíntota a medida que se incrementa el contenido de P extraíble en el suelo. Es decir, el índice PSD-3 aumenta a medida que se incrementa la cantidad de P disponible, lo que denota que el complejo adsorbente presenta un mayor recubrimiento de P, pero sólo hasta un determinado valor de P inorgánico, a partir del cual el incremento en el grado de saturación es más limitado sugiriendo que se ha alcanzado la saturación total en P del complejo adsorbente.

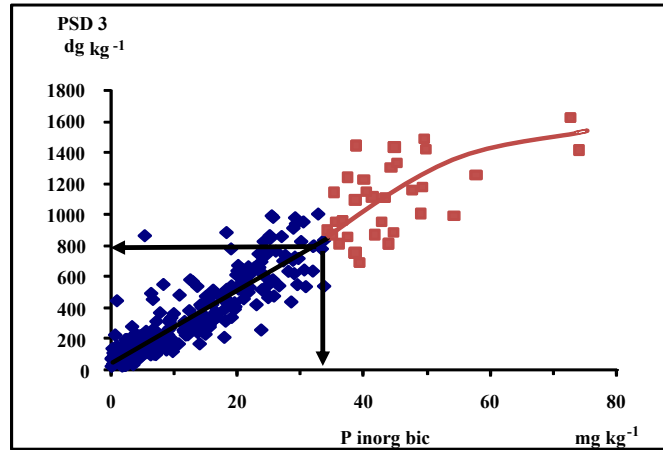


Figura 9.2.- Relación entre el P inorgánico extraído con bicarbonato y el grado de saturación escogido PSD-3.

Los niveles de PSD-3 se establecen a partir del punto donde cambia la tendencia, pasando de un comportamiento lineal (que refleja los grados de recubrimiento bajo y medio) a un comportamiento asintótico (que refleja grados de recubrimiento alto y muy alto). El rango de valores para cada nivel de saturación de fósforo se expresa en la Tabla 9.8.

Tabla 9.8.- Niveles asignados para el PSD-3 ($dg\ kg^{-1}$) en función del rango de valores.

	<i>Bajo</i>	<i>Medio</i>	<i>Alto</i>	<i>Muy alto</i>
PSD-3 ($dg\ kg^{-1}$)	< 500	500-800	800-1200	≥ 1200

En la Tabla 9.9 se presenta el porcentaje de suelos en cada una de las zonas consideradas y para cada una de las fechas de muestreo asociado a los distintos niveles del índice del grado de saturación de P. Se puede apreciar que en la zona A la totalidad de los suelos presentan niveles bajos de PSD-3 en los dos periodos estudiados, mientras que en la zona B existen ya áreas con niveles medios (7 % de la zona) e, incluso, con niveles altos y muy altos (2 y 4 %, respectivamente).

La zona C tiene un comportamiento distinto pues los suelos que presentan niveles bajos de PSD 3 representan el 65 % de la zona, mientras que los que presentan niveles medios representan el 18 %, los que ofrecen niveles altos el 12 % y los que muestran niveles muy altos el 5 %.

Si se consideran los valores medios en los dos periodos de muestreo considerados, la distribución sería la resumida en la Tabla 9.10. Puede apreciarse que en la zona A el 100 % de los suelos presentan niveles bajos de PSD-3 en los dos periodos estudiados.

Tabla 9.9.- Porcentaje de suelos asociados a los distintos niveles del índice del grado de saturación de P, PSD-3, para cada zona de la cuenca y cada momento de muestreo.

PSD 3	Muestreo	Bajo (%)	Medio (%)	Alto (%)	Muy alto (%)
Zona A	14-III-02	100	0	0	0
	28-III-02	100	0	0	0
	11-IV-02	100	0	0	0
	25-IV-02	100	0	0	0
	08-V-02	100	0	0	0
	22-V-02	100	0	0	0
	05-VI-02	100	0	0	0
	18-VI-02	100	0	0	0
	04-VII-02	100	0	0	0
	18-VII-02	100	0	0	0
	13-VIII-02	100	0	0	0
	06-IX-02	100	0	0	0
	20-IX-02	100	0	0	0
	04-X-02	100	0	0	0
	Media	100	0	0	0
Zona B	14-III-02	82	0	18	0
	28-III-02	89	11	0	0
	11-IV-02	91	0	9	0
	25-IV-02	89	0	0	11
	08-V-02	91	0	9	0
	22-V-02	100	0	0	0
	05-VI-02	82	9	0	9
	18-VI-02	91	0	9	0
	04-VII-02	82	9	9	0
	18-VII-02	73	9	9	9
	13-VIII-02	82	9	9	0
	06-IX-02	82	18	0	0
	20-IX-02	91	9	0	0
	04-X-02	73	27	0	0
	Media	86	7	4	2
Zona C	14-III-02	60	20	15	5
	28-III-02	68	21	11	0
	11-IV-02	63	16	16	5
	25-IV-02	70	15	15	0
	08-V-02	68	21	11	0
	22-V-02	85	5	5	5
	05-VI-02	75	10	10	5
	18-VI-02	63	26	11	0
	04-VII-02	60	20	15	5
	18-VII-02	55	10	25	10
	13-VIII-02	59	17	12	12
	06-IX-02	60	25	5	10
	20-IX-02	70	15	15	0
	04-X-02	60	25	5	10
	Media	65	18	12	5

En la zona B se observan diferencias entre los dos períodos. Así, mientras que en el primer período ninguno de los suelos presenta niveles medios de PSD-3, en el segundo período lo hace un 18 %.

Tabla 9.10.- Porcentaje medio de suelos en los dos periodos considerados en función de los distintos niveles de PSD-3 en las distintas zonas de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

PSD-3		Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Zona A	Período 1	100	-	-	-
	Período 2	100	-	-	-
Zona B	Período 1	91	-	9	-
	Período 2	73	18	9	-
Zona C	Período 1	65	25	10	-
	Período 2	55	30	5	10

Este incremento en el nivel medio se produce a expensas de los suelos que presentan niveles bajos, pues en el primer período el porcentaje de suelos con nivel bajo es del 91 % y en el segundo es del 73 %. El porcentaje de suelos con niveles altos de PSD-3 se mantiene constante durante todo el período de estudio y se corresponde con el 9 % de los suelos de esta zona.

En la zona C el porcentaje de suelos que presentan niveles bajos de PSD-3 en el segundo período (55 %) disminuye con respecto al primero (65 %). No así el de los suelos que presentan niveles medios, pues del 25 % que presentan estos niveles en el primer período se pasa a alcanzar el 30 % en el segundo. En lo referente a niveles altos de PSD-3, el 10 % de los suelos en el primer período y el 5 % en el segundo alcanzan este nivel. Tan sólo un 10 % de suelos del segundo período registra niveles muy altos de PSD-3.

9.4. Modificaciones introducidas en el factor transporte del índice de Gburek *et al.* (2000)

Teniendo en cuenta las características propias de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas, en el cálculo del factor transporte se incluirán los componentes relativos a la distancia (considerando dos períodos de retorno tal y como se explicará), al grado de escorrentía y al componente topográfico. Se ha considerado al factor topográfico como exponente del riesgo de erosión, ya que en la zona es el principal factor que lo genera al ser la precipitación muy similar en todos los puntos de la misma y al incluir el cálculo del componente grado de escorrentía el efecto del manejo y del uso del suelo sobre la erosión.

El parámetro distancia hace referencia a la distancia que separa cada punto de muestreo y el curso de agua que canalizaría el transporte del P exportado desde el suelo. Normalmente, este parámetro se obtiene teniendo en cuenta factores hidrográficos propios de la cuenca pues las distancias se modifican en función de las precipitaciones al generar estas, cuando son muy intensas, zonas inundadas que acercan la masa de agua a los suelos. Por lo tanto, para aplicar correctamente este componente hay que tener en cuenta los diferentes períodos de retorno de los grandes eventos de lluvia que pudieran generar áreas inundadas. Para satisfacer esta exigencia, en el área de estudio se han considerado dos diferentes períodos de retorno: un período de retorno de

1 año (para reflejar el transporte durante un año de lluvias escasas y débiles, en el que apenas hay riesgo de inundación) y otro de 10 años (que tendría en cuenta un año de lluvias fuertes y continuas, capaces de provocar que los cursos de agua se salgan del cauce e inunden áreas próximas). Las tormentas más intensas contribuyen a la movilización del P desde una distancia mayor hasta la masa de agua, aunque hay que indicar que estas tormentas se producen con menor frecuencia (es decir, periodo de retorno largo). Sin embargo, estas tormentas pueden exportar anualmente una gran parte de P en las cuencas hidrográficas si los suelos de la misma permanecen hidrológicamente conectados de modo que el P inicial movilizado en la escorrentía no es redepositado antes de que llegue a la masa de agua. Así, Pionke *et al.* (1999) encontraron que el 90 % de la exportación anual de P en suelos bajo diferentes usos en una cuenca hidrográfica (en la que estaba presente un 30 % de suelos forestales, un 20 % de suelos dedicados a pastos, y el 50 % restante ocupado por suelos dedicados a cultivo) se produce durante una o, a lo sumo, dos de las mayores tormentas. Además, más del 75 % de la escorrentía anual de las cuencas en Ohio (Edwards y Owens, 1991) y Oklahoma (Smith *et al.*, 1991) se produjeron en una o dos tormentas, eventos responsables de más del 90 % de la exportación anual de P (0.2 y $5.0 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, respectivamente).

La erosión del suelo es uno de los factores de transporte que se incluye en el cálculo de los distintos índices de P. La erosión, por su distribución espacial y porque está condicionada por muchos factores que interactúan entre sí, es un proceso que no puede ser medido en forma exacta ni de manera sencilla. Como se hizo mención en la Introducción de esta tesis, la estimación de las tasas de erosión se realiza en base a pruebas de campo y a modelos.

A nivel internacional no se conocen estudios de amenaza por erosión propiamente dicha, sino más bien de intensidad de erosión actual, de susceptibilidad a la erosión o de amenaza potencial de erosión. El método de mayor aplicación, y el elegido para el cálculo de la erosión en el índice de Gburek *et al.* (2000), es el que utiliza la Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo, USLE (Wischmeier y Smith, 1960; Wischmeier y Smith, 1978), la cual considera en su análisis que el proceso erosivo de un área es el resultado de la interacción de factores naturales (lluvia, suelo y topografía) y del impacto de factores influenciados por el hombre directamente (uso y manejo de la tierra).

Numerosos investigadores estiman el coeficiente de erosión como un valor absoluto empleando el modelo revisado de la ecuación universal de pérdida de suelos, la ecuación RUSLE (Renard *et al.*, 1991; Renard *et al.*, 1997), ya que con esta ecuación miden la pérdida potencial anual media de suelo debido a la erosión laminar y las arroyadas en parcelas agrícolas (Mallarino *et al.*, 2002; Sharpley *et al.*, 2003; Bechmann *et al.*, 2005 a; Wolfe *et al.*, 2005; Andersen y Andersen, 2006). Otros autores determinan el factor de erosión del suelo y le otorgan un valor relativo en función de una clasificación preestablecida por ellos mismos (Bolinder *et al.*, 1998; Gburek *et al.*, 2000; Heathwaite *et al.*, 2000).

Los factores que determinan la tasa media de pérdida de suelo (A) según la RUSLE, son los siguientes:

1. Factor R. Erosividad de la lluvia.
2. Factor K. Erosionabilidad del suelo.
3. Factor LS. Factor topográfico.
4. Factor C. Cubierta vegetal.
5. Factor P. Prácticas de conservación.

En nuestro caso, de los diferentes componentes de la erosión, y dado el pequeño tamaño de la cuenca y las similitudes de textura y materia orgánica de los suelos, son constantes en toda la zona de estudio la erosividad y la erosionabilidad, mientras que son variables el componente topográfico y los parámetros relacionados con el uso y el manejo del suelo. Teniendo en cuenta que estos dos últimos parámetros se incluyen en el riesgo de escorrentía, será el factor topográfico el componente que refleje de manera fundamental el riesgo de erosión para los suelos de la zona. En Fonte Espiño y Rego de Abellas se calculó el componente topográfico tomando como referencia el factor longitud-inclinación o pendiente (factor topográfico) LS, incluido en la ecuación RUSLE (Renard *et al.*, 1991; Renard *et al.*, 1997), y que recoge los efectos combinados debido a las características propias de la ladera. La expresión empleada se recoge en Porta *et al.* (1994).

En lo referente al cálculo de la escorrentía, muchas expresiones empíricas se basan en el coeficiente de escorrentía, aunque se deben diferenciar dos enfoques según se defina:

- Como la relación entre la lluvia efectiva y la escorrentía total expresando la relación entre el volumen de escorrentía a la salida de una cuenca y la cantidad de lluvia caída en la misma superficie. Su valor varía a lo largo del año en función de las características de la superficie del suelo.
- Como la relación entre el caudal máximo y la intensidad máxima. Esta opción se denomina método racional, utilizado para calcular el caudal de escorrentía máxima. El coeficiente de escorrentía de Frévert (en Porta *et al.*, 1994), que es el que se va a emplear para obtener los valores de escorrentía en esta cuenca, se identifica con este concepto de escorrentía.

Al recurrir a expresiones empíricas para determinar el coeficiente de escorrentía se debe tener presente que esta consideración lleva implícita una simplificación que, para ser suficientemente aproximada, exige trabajar en unas condiciones lo más semejantes posible a las de la cuenca utilizada para la definición de dicho coeficiente. Esas simplificaciones, y obviamente los procedimientos de cálculo asociados a la mismas, dejan de considerar factores sobre los que por lo general se posee escasa información y por ello resulta difícil poder proponer su uso generalizado. Los resultados siempre deberían ser objeto de comprobación.

En el índice de Gburek *et al.* (2000) el factor de escorrentía se determina con la aproximación empírica de número de curva (USDA-NRCS, 1989). Los números de la curva se estiman para los grupos hidrológicos importantes del suelo basándose en las características físicas del suelo, la vegetación, el uso del suelo y los antecedentes de las condiciones de humedad cuando se produce la precipitación que provoca escorrentía. Se trata de un parámetro empírico que se emplea en hidrología para predecir la escorrentía directa o la infiltración que se produce por una precipitación excesiva.

Dado que este estudio no pretendía tener una orientación hidrológica, el cálculo del coeficiente de escorrentía en la cuenca objeto de estudio se realizó siguiendo el modelo empírico propuesto por Frévert (en Porta *et al.*, 1994), modelo que se considera el idóneo para cuencas de pequeño tamaño (menores de 1300 ha) debido a la simplicidad de sus cálculos.

Tal como se acaba de indicar, los parámetros que componen el factor transporte son: la distancia, el factor topográfico y el coeficiente de escorrentía. A continuación se detalla cómo se ha realizado la estimación de cada uno de ellos y los valores obtenidos en las diferentes zonas de la cuenca.

9.4.1. Componente distancia

La distancia entre el suelo y la corriente de agua que canaliza el transporte del P es un componente del factor transporte que se incluye en todos los índices de P, y casi siempre, como un valor relativo. En el caso del índice de P para New York (Czymmek *et al.*, 2003) se consideran, además, una serie de factores adicionales como la constancia o la intermitencia del caudal del agua.

En la mayoría de los modelos (Gburek *et al.*, 2000; Sharpley *et al.*, 2008, por ejemplo), el componente distancia se obtiene calculando la distancia que hay entre cada punto considerado y el curso de agua correspondiente o algún otro elemento que pueda canalizar el agua (como una carretera). En la Tabla 9.11 se indican estas distancias para cada uno de los puntos de muestreo en la cuenca Fonte Espiño y Rego de Abellas. Recientemente, Sharpley *et al.* (2008) han considerado que para asignar los correspondientes valores relativos a esas distancias geográficas se deben tener en cuenta los períodos de retorno de los grandes eventos climáticos, ya que en el caso de que se produjeran inundaciones, avenidas, etc., la distancia entre el suelo y la corriente de agua se modificaría. Normalmente suelen considerarse dos diferentes períodos de retorno: 1 año, que reflejaría los años climáticos normales, y 10 años, para indicar aquellos años con intensos eventos de precipitación e inundaciones intensas en la cuenca. En la Tabla 9.17 se indican los coeficientes que modifican las distancias absolutas en función del período de retorno para poder calcular la contribución del componente distancia al factor transporte. Puede apreciarse que las tres zonas de la cuenca presentan un amplio rango de valores en cuanto a distancia se refiere, siendo la zona A,

zona tras la confluencia, donde se observan las distancias mayores entre los puntos de muestreo y los cursos de agua, siendo la mayor la distancia (875 m) para el punto 36.

Tabla 9.11.- Valores del componente distancia (m) para los distintos puntos de muestreo en las distintas subcuencas de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	Punto muestreo	Distancia (m)
Zona A	1	88
	2	75
	3	750
	35	350
	36	875
Zona B	17	375
	18	275
	19	400
	20	125
	21	138
	23	138
	24	150
	26	375
	27	100
	28	350
Zona C	34	288
	4	425
	5	138
	6	275
	7	475
	8	225
	9	163
	10	100
	11	75
	12	100
	13	300
	14	100
	15	150
	16	175
	22	550
	25	100
	29	600
	30	150
	31	150
	32	100
	33	225

9.4.2. Componente topográfico

La erosión es un mecanismo de transporte que mueve, preferentemente, partículas finas del suelo que pueden estar asociadas a elevados contenidos de P (Haygarth y Sharpley, 2000).

Generalmente, el contenido de P (y su reactividad) en el material erosionado es mayor que en el material de origen, ya que las partículas finas, que son las que se erosionan preferentemente, están enriquecidas en P si se comparan con las partículas más gruesas (Syers y Walker, 1969) y, además, al tener mayor superficie específica ofrecen mayor reactividad. El material procedente de la erosión se enriquece en P, especialmente en los episodios erosivos relativamente cortos donde preferentemente se movilizan las fracciones más pequeñas de las partículas (Quinton *et al.*, 2001).

De forma general, puede indicarse que entre los factores que favorecen la erosión producida por el agua se encuentran las intensidades altas de la precipitación, la textura del suelo y las pendientes escarpadas. Mientras que la erosión en los suelos de prado naturales y en los forestales es insignificante, puede ser considerable en los suelos de cultivo y en los prados fertilizados, porque en estos suelos hay una mayor intensidad de manejo. La erosión por el agua también está influenciada por las prácticas agrícolas; de modo que, en general, las tasas de erosión son considerablemente más pequeñas en suelos en los que se llevan a cabo prácticas agrícolas conservacionistas que en aquellos en los que se emplea la labranza convencional (Auerswald *et al.*, 2003).

En los suelos de la cuenca objeto de estudio, y tal como se indicó antes, el factor fundamental para la determinación del riesgo de erosión es el componente topográfico. Por ello, se han estimado los valores del factor topográfico LS o factor longitud-inclinación (Porta *et al.*, 1994), que recoge los efectos sobre el riesgo de erosión debidos a las características propias de la ladera. Este factor está formado, a su vez, por otros componentes que se describen a continuación:

1. **Un componente de longitud L**, que es función de la **conectividad** (C) y de una constante (m):

$$L = C^m$$

siendo:

L = componente de longitud

C = conectividad (expresada en tanto por uno) y cuyo concepto y cálculo se detalla más adelante

m = constante que depende de la inclinación (I en %) de la pendiente (Wischmeier y Smith, 1978)

y que se evalúa a partir de la siguiente Tabla de equivalencias:

I (%)	m
≥ 5	0.5
3-5	0.4
1-3	0.3
< 1	0.2

La longitud es la distancia que separa el punto donde el escurrimiento superficial se origina hasta el lugar donde el agua de escorrentía llega al agua canalizada (natural o artificial), o

bien hasta donde la pendiente decrece y comienza el depósito de sedimento. A medida que la escorrentía se acumula en una pendiente alargada, su capacidad de desprender y transportar partículas erosionadas se incrementa. La longitud de la pendiente y su inclinación se miden en el lugar en que se intenta calcular la pérdida de suelo.

La conectividad equivale a la distancia que existe entre un punto muestreado y la masa de agua más cercana en relación con la distancia existente entre la masa de agua y el límite de la subcuenca. En la actualidad se utiliza el término de conectividad hidrológica para establecer las conexiones entre los procesos que gobiernan la producción de escorrentía y su continuidad superficial (Pascual Aguilar *et al.*, 2010). La conectividad entre los suelos y las aguas que reciben las cargas de nutrientes se puede reducir por la vegetación, que actúa como tampón a lo largo de la corriente (Doriot *et al.*, 2006). Muchos estudios han puesto de manifiesto reducciones substanciales (de hasta el 97 %) de las cargas de P en la recepción de las aguas debido a la existencia de zonas de amortiguación (Uusi-Kämpä *et al.*, 2000; Kronvang *et al.*, 2005a). Cabe destacar el grado de detalle que adquiere el factor conectividad en el índice de P para New York (Czymmek *et al.*, 2003).

Para obtener los valores de conectividad en el estudio de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas se realizaron los siguientes pasos:

a) Se midió la distancia entre el curso principal de agua y el punto de muestreo (*a*), aunque, en ocasiones se realizó el cálculo teniendo en cuenta la existencia de posibles canalizaciones del agua. Esto afectó a los puntos de muestreo 13, 14, 22, 25, 30 y 32, para los que se consideró la distancia entre cada punto y la presencia de carreteras, caminos o acequias.

b) Se determinó la distancia entre el curso de agua y el límite de la cuenca trazando la perpendicular a dicho curso de agua que pasa por el punto de muestreo (*b*).

c) Se calculó la diferencia entre los dos valores anteriores (*b-a*).

d) Se obtuvo la relación entre dicha diferencia y la distancia al límite de la cuenca (*b-a*)/*b*.

Los valores obtenidos para los diferentes puntos de muestreo de conectividad, inclinación y longitud se recogen en la Tabla 9.12.

2. **Un componente de pendiente S**, relacionado, como es lógico, con la inclinación de la ladera.

Este componente se ha calculado mediante la fórmula indicada en Porta *et al.* (1994):

$$S = (0.43 + 0.3 I + 0.043 I^2) / 6.613$$

siendo:

S = componente de pendiente

I = inclinación en % de la ladera en cada uno de los puntos de muestreo

Tabla 9.12.- Valores del componente topográfico (LS) obtenidos para los distintos puntos de muestreo situados en las distintas áreas estudiadas y relación de los parámetros necesarios para su determinación.

	Punto muestreo	I (%)	m	C*	L	S	LS
Zona A	1	0.0	0.2	0.2	1.0	0.1	0.1
	2	0.0	0.2	0.2	1.0	0.1	0.1
	3	6.7	0.5	1.0	0.0	0.7	0.0
	35	1.4	0.2	0.4	0.9	0.1	0.1
	36	3.4	0.4	0.8	0.5	0.3	0.1
Zona B	17	0.0	0.2	0.7	0.8	0.1	0.1
	18	5.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.3
	19	1.3	0.2	0.6	0.9	0.1	0.1
	20	0.0	0.2	0.2	1.0	0.1	0.1
	21	3.6	0.4	0.2	0.9	0.3	0.3
	23	3.6	0.4	0.7	0.6	0.3	0.2
	24	3.3	0.4	0.3	0.9	0.3	0.2
	26	2.7	0.3	0.8	0.7	0.2	0.2
	27	10.0	0.5	0.2	0.9	1.2	1.0
	28	2.9	0.4	0.5	0.7	0.3	0.2
Zona C	34	0.0	0.2	0.7	0.8	0.1	0.1
	4	9.4	0.5	0.9	0.3	1.1	0.3
	5	2.2	0.3	0.3	0.9	0.2	0.2
	6	3.6	0.4	0.7	0.6	0.3	0.2
	7	4.2	0.4	0.7	0.6	0.4	0.2
	8	4.4	0.4	0.5	0.8	0.4	0.3
	9	3.1	0.4	0.2	0.9	0.3	0.2
	10	10.0	0.5	0.1	0.9	1.2	1.1
	11	0.0	0.2	0.1	1.0	0.1	0.1
	12	12.0	0.5	0.2	0.9	1.5	1.4
	13	0.0	0.2	0.6	0.8	0.1	0.1
	14	20.0	0.5	0.3	0.8	3.6	3.0
	15	3.3	0.4	0.3	0.9	0.3	0.2
	16	10.3	0.5	0.3	0.8	1.2	1.0
	22	4.5	0.4	0.9	0.4	0.4	0.2
	25	32.0	0.5	0.2	0.9	8.2	7.5
	29	3.8	0.4	0.7	0.6	0.3	0.2
	30	4.7	0.4	0.3	0.9	0.4	0.4
	31	3.3	0.4	0.2	0.9	0.3	0.3
	32	7.0	0.5	0.2	0.9	0.7	0.6
	33	4.4	0.4	0.6	0.7	0.4	0.3

*C = Conectividad; L = Factor longitud; S = Factor pendiente; LS = Factor topográfico

El componente topográfico vendrá dado por el producto de estos dos componentes LS. En la Tabla 9.12 se indican los valores del componente topográfico obtenidos para los distintos puntos de muestreo en las distintas áreas estudiadas. Se observa que los valores más elevados del

componente topográfico (LS), se dan en la zona C de la cuenca y se corresponden con el punto 25 (7.5), que es un suelo forestal y con el punto 14 (3.0) que es un prado natural.

9.4.3. Componente grado de escorrentía

En una cuenca hidrográfica es importante tener en cuenta las áreas que generan *escorrentía* superficial aunque, por regla general, estas áreas constituyen solamente una pequeña parte del área total (alrededor del 10 %) y suelen estar situadas, sobre todo, en las proximidades de las aguas superficiales (Pionke *et al.*, 2000). La estimación de la contribución de la escorrentía según Gburek *et al.* (2000) se basa en la profundidad que alcanza la precipitación en el suelo y en el volumen de la corriente de escorrentía, y para su cálculo se tiene en cuenta solamente el exceso de flujo por saturación del suelo.

El cálculo del coeficiente de escorrentía en la cuenca objeto de estudio se realizó siguiendo el modelo empírico propuesto por Frévert (Porta *et al.*, 1994). Como se recoge en la Introducción este modelo tiene en cuenta los siguientes factores:

- **Cp:** factor que depende de la *pendiente* (en %). Según el valor que alcance la pendiente a cada punto de muestreo le corresponde un valor de Cp, como se muestra a continuación.

Pendiente %	Cp
< 3	0.30
3-5	0.20
6-10	0.15
11-15	0.08
16-20	0.07
21-25	0.05
> 25	0.02

- **Ct:** factor que depende de la *textura del horizonte superficial*. Este factor tomará un valor que oscila entre 0.10, para suelos que presenten textura arcillosa, y 0.50, para aquellos suelos con textura muy arenosa (ver tabla adjunta). La textura que presentan todos los suelos de la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas es franca por lo que, según el modelo empírico considerado, este parámetro tendría en todos los casos el valor de 0.20.

Textura	Ct
Muy arenosa	0.50
Franco arenosa	0.40
Franca	0.20
Arcillosa	0.10

- **Cv:** factor que se relaciona con la *cubierta vegetal*. Según se trate de suelos de cultivo, suelos de prado fertilizados o naturales, de suelos forestales o de suelos en erial, le corresponderá un valor comprendido entre 0.05 y 0.20, tal y como se muestra en la siguiente tabla:

Cubierta vegetal	Cv
Forestal denso	0.20
Prados fertilizados y naturales	0.15
Cultivos	0.10
Eriales	0.05

- **Cc:** factor que es función de las *prácticas agrícolas* que se lleven a cabo en los suelos de cultivo. Dado que en la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas apenas existen suelos de cultivo ya que la ocupación del terreno es fundamentalmente pratense, este factor no se tendrá en cuenta.

Práctica cultivo	Cc
Alomado a nivel	0.20
A nivel	0.15
Mal cultivado	0.10
Sin cultivar	0.00

La expresión propuesta por Frévert para el cálculo del componente grado de escorrentía es la siguiente:

$$C = 1 - (C_p + C_t + C_v + C_c)$$

En la Tabla 9.13 se exponen los valores de dicho componente obtenidos para los distintos puntos de muestreo en la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

Como se muestra en la Tabla 9.13 los coeficientes de escorrentía de las tres zonas de estudios son muy similares. Destacan los altos valores 0.57, 0.58 y 0.58 alcanzados por tres suelos de la zona C, suelos 12, 14 y 25, respectivamente.

Hay que indicar que el punto de muestreo 12 se corresponde con un prado fertilizado, el punto 14 con un prado natural y el 25 con un suelo forestal. Es decir, que no parece existir relación entre el uso del suelo y la importancia de este coeficiente.

9.5. Estimación del factor fuente

Para estimar el valor del factor fuente es necesario asignar valores relativos a cada uno de los niveles establecidos para los tres parámetros seleccionados para cuantificar este factor (test P,

MRP 1:20 y PSD 3). Para ello, y tomando como referencia el índice de P de Gburek *et al.* (2000), a cada parámetro se le asignará el valor relativo 1 cuando presente un nivel bajo, un valor de 2 cuando presente un nivel medio, y valores de 4 y 8 cuando presente un nivel alto y excesivo, respectivamente (Tabla 9.14).

Tabla 9.13.- Valores obtenidos para el coeficiente de escorrentía (C) propuesto por Frevert y para los parámetros que lo componen, para los distintos puntos de muestreo y en función de las subcuencas existentes.

	Punto muestreo	Cp (pendiente)	Ct (textura)	Cv (cubierta vegetal)	C coeficiente escorrentía
Zona A	1	0.30	0.2	0.15	0.35
	2	0.30	0.2	0.20	0.30
	3	0.15	0.2	0.20	0.45
	35	0.30	0.2	0.15	0.35
	36	0.20	0.2	0.20	0.40
Zona B	17	0.30	0.2	0.15	0.35
	18	0.15	0.2	0.20	0.45
	19	0.30	0.2	0.15	0.35
	20	0.30	0.2	0.20	0.30
	21	0.20	0.2	0.15	0.45
	23	0.20	0.2	0.15	0.45
	24	0.20	0.2	0.20	0.40
	26	0.30	0.2	0.20	0.30
	27	0.15	0.2	0.20	0.45
	28	0.30	0.2	0.15	0.35
	34	0.30	0.2	0.15	0.35
Zona C	4	0.15	0.2	0.20	0.45
	5	0.30	0.2	0.15	0.35
	6	0.20	0.2	0.20	0.40
	7	0.20	0.2	0.15	0.45
	8	0.20	0.2	0.15	0.45
	9	0.20	0.2	0.15	0.45
	10	0.15	0.2	0.15	0.50
	11	0.30	0.2	0.15	0.35
	12	0.08	0.2	0.15	0.57
	13	0.30	0.2	0.15	0.35
	14	0.07	0.2	0.15	0.58
	15	0.20	0.2	0.15	0.45
	16	0.15	0.2	0.15	0.50
	22	0.20	0.2	0.15	0.45
	25	0.02	0.2	0.20	0.58
	29	0.20	0.2	0.15	0.45
	30	0.20	0.2	0.15	0.45
	31	0.20	0.2	0.15	0.45
	32	0.15	0.2	0.15	0.50
	33	0.20	0.2	0.15	0.45

Para el cálculo de la contribución del factor fuente, y siguiendo el criterio de la mayoría de autores (Gburek *et al.*, 2000; Heathwaite *et al.*, 2000; Bechmann *et al.*, 2005a; Andersen and Kronvang, 2006; Beegle *et al.*, 2006), se realiza la suma de los valores relativos de cada una de las propiedades, considerando, por tanto, que todas ellas tienen el mismo peso.

Tabla 9.14.- Cuantificación de valores del factor fuente en función de los niveles del test P, PSD-3 y del MRP 1:20 desorbido.

<i>Niveles</i>	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
<i>Valores relativos</i>	1	2	4	8
Test P	< 15	15-29	30-39	≥ 40
PSD-3	< 500	500-799	800-1199	≥ 1200
MRP 1:20	< 0.030	0.030-0.049	0.050-0.174	≥ 0.175

El rango de valores para definir cada nivel del índice del factor fuente se establece de forma que sea representativo de los niveles de las propiedades evaluadas. Así, si un suelo presenta un valor bajo en el test de P del suelo, bajo en el índice PSD-3 y medio en MRP 1:20, la suma de los tres valores relativos será 4 y, obviamente, a este suelo se le asignará un nivel bajo del factor fuente. Dado que pueden producirse situaciones en que no coincidan los niveles de las propiedades que conforman este factor es necesario definir cómo se van establecer los rangos de valores que definan cada nivel del factor fuente. Para establecer dichos rangos se ha seguido lo indicado por Gburek *et al.* (2000). Así, primero se calcula el valor central (valor que tomaría el índice si todos los parámetros presentasen ese nivel). Estos valores serán 3 para el nivel bajo, 6 para el medio, 12 para el alto y 24 para el excesivo. Luego se calcula la diferencia entre el valor relativo y el inmediatamente superior, y al valor central se le suma esa diferencia más 1 para establecer el límite superior (ej., nivel medio – nivel bajo: $2-1=1$, $3+1+1=5$; nivel alto – nivel medio: $4-2=2$; $6+2+1=9$,...). La excepción a esta norma la presenta el cálculo del límite inferior del nivel más elevado, ya que para obtenerlo se incrementan dos unidades sobre el valor numérico que le correspondería si se realizase el cálculo como se acaba de detallar y como se hace para los demás niveles. Aplicando estas sencillas reglas, los valores límite que formarán el factor fuente para cada uno de los niveles considerados serían los indicados en la Tabla 9.15.

Tabla 9.15.- Rangos de valores límite del índice del factor fuente.

<i>Niveles</i>	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Índice fuente	< 5	5-9	9-17	≥ 17

En la Tabla 9.16 se indican los valores medios del índice del factor fuente en cada uno de los lugares controlados para cada uno de los dos períodos en los que se dividió el estudio. En ella se puede apreciar que todos los suelos de la zona A presentan un nivel bajo tanto en el primer

como en el segundo período. Hay que volver a recordar que en esta zona los suelos son forestales (muestras 2, 3 y 36) y prados naturales (muestras 1 y 35) con un manejo prácticamente nulo a lo largo del año.

Tabla 9.16.- Valores medios y niveles del índice del factor fuente a lo largo de cada uno de los dos períodos estudiados, para cada uno de los puntos muestreados en las distintas subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	Punto muestreo	Índice del factor fuente		Nivel	
		período 1	período 2	período 1	período 2
Zona A	1	3.7	3.2	Bajo	Bajo
	2	3.1	3.0	Bajo	Bajo
	3	3.0	3.0	Bajo	Bajo
	35	3.0	3.0	Bajo	Bajo
	36	3.0	3.2	Bajo	Bajo
	Valor medio	3.2	3.1	Bajo	Bajo
Zona B	17	3.1	3.0	Bajo	Bajo
	18	3.0	3.0	Bajo	Bajo
	19	3.6	3.2	Bajo	Bajo
	20	3.0	3.2	Bajo	Bajo
	21	3.0	3.3	Bajo	Bajo
	23	10.0	9.7	Alto	Alto
	24	4.0	3.2	Bajo	Bajo
	26	3.0	3.0	Bajo	Bajo
	27	3.6	3.0	Bajo	Bajo
	28	7.3	12.3	Medio	Alto
	34	3.4	6.3	Bajo	Medio
	Valor medio	4.3	4.8	Bajo	Bajo
Zona C	4	3.1	3.2	Bajo	Bajo
	5	3.1	3.0	Bajo	Bajo
	6	3.1	3.0	Bajo	Bajo
	7	3.0	3.3	Bajo	Bajo
	8	3.5	3.0	Bajo	Bajo
	9	5.3	7.5	Medio	Medio
	10	3.0	3.5	Bajo	Bajo
	11	5.5	6.7	Medio	Medio
	12	11.3	7.8	Alto	Medio
	13	3.0	3.0	Bajo	Bajo
	14	3.0	3.3	Bajo	Bajo
	15	3.0	4.0	Bajo	Bajo
	16	9.4	8.0	Alto	Medio
	22	9.1	7.3	Alto	Medio
	25	3.8	3.0	Bajo	Bajo
	29	16.5	17.2	Alto	Muy alto
	30	4.8	4.7	Bajo	Bajo
	31	4.9	6.7	Bajo	Medio
	32	5.3	8.7	Medio	Medio
	33	10.9	17.5	Alto	Muy alto
	Valor medio	5.7	6.2	Medio	Medio

En la zona B se mantiene la misma tendencia que en la zona A para los suelos forestales (muestras 18, 20, 24, 26 y 27) y los prados naturales (muestras 17, 19 y 21), pues todos ellos

presentan valores bajos del factor fuente en todo el período evaluado. En los prados fertilizados (muestras 23, 28 y 34) se observan distintos comportamientos: así, el suelo 34 presenta un nivel bajo del factor fuente en el primer período y un nivel medio en el segundo. El suelo 28 aumenta de nivel medio a alto del primer al segundo período, mientras que la muestra 23 mantiene niveles altos del factor fuente en los dos períodos establecidos siendo, por tanto, el área que representa esta muestra el área de la zona B con mayor riesgo potencial de paso de P del suelo al agua.

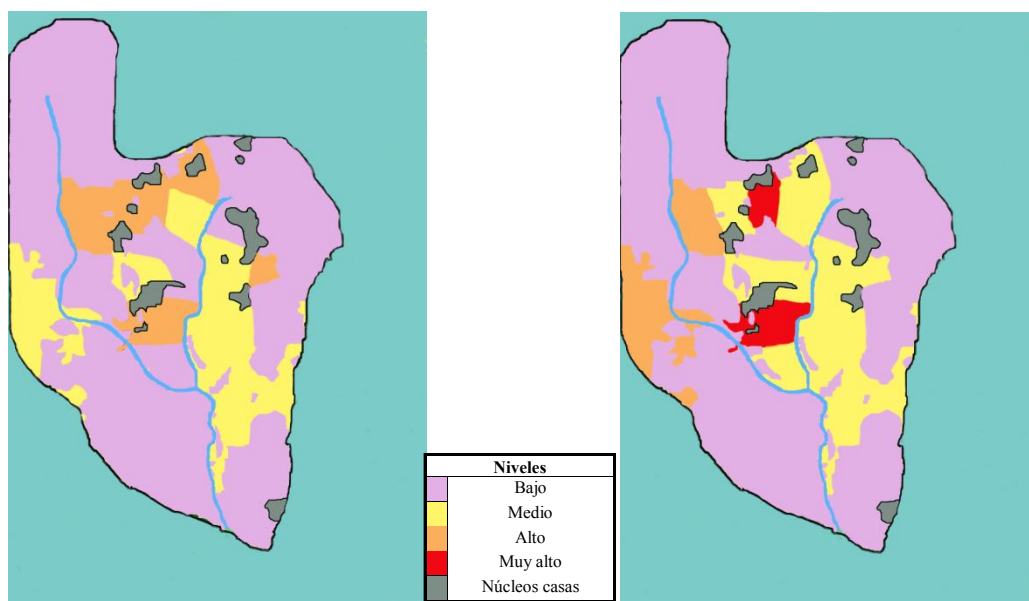
En la zona C los suelos dedicados a prados naturales (muestras 5, 7, 10, 14 y 15) y los suelos forestales (muestras 4, 6 y 25) presentan valores del factor fuente bajos a lo largo de todo el año. Al igual que en las otras zonas, los prados fertilizados (muestras 8, 9, 11, 12, 13, 16, 22, 29, 30, 31, 32 y 33) son los suelos donde el factor fuente presenta niveles mayores. Más concretamente el suelo 31 pasa de niveles del factor fuente bajos en el primer período a niveles medios en el segundo; los prados fertilizados que se corresponden con los números 9, 11 y 32 mantienen niveles medios del factor fuente durante todo el estudio; los suelos 12, 16 y 22 son prados fertilizados que pasan de niveles altos en el primer período a niveles medios en el segundo. Por último, los suelos que muestran un mayor riesgo potencial de paso de P del suelo al agua de toda la cuenca son los prados fertilizados 29 y 33 pues presentan niveles altos del factor fuente en el primer período y niveles muy altos en el segundo.

Esta información puntual aparece representada en el espacio en los mapas 9.1 y 9.2.

Mapas 9.1. y 9.2.- Distribución del área de estudio en función de los niveles obtenidos para el factor fuente en los dos períodos para cada uno de los puntos muestreados en las distintas subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

Mapa 9.1. -Factor fuente período 1

Mapa 9.2.- Factor fuente período 2



9.6. Estimación del factor transporte

Siguiendo los criterios establecidos por Gburek *et al.* (2000) y por Heathwaite *et al.* (2000), y una vez determinados los componentes del factor transporte, se asignan los valores relativos a las propiedades incluidas en dicho factor como se muestra en la Tabla 9.17.

Tabla 9.17.- Asignación de valores relativos a cada uno de las propiedades que constituyen el factor transporte.

Distancia (m)/ 1 año p. retorno	> 150	101-150	76-100	50-75	< 50
Distancia (m)/10 años p. retorno	> 450	301-450	226-300	150-225	< 150
<u>Grado contribución distancia*</u>	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
Coefficiente escorrentía	< 0.30	0.30-0.40	0.40-0.50	0.50-0.60	≥ 0.60
<u>Grado contribución coeficiente escorrentía</u>	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
Componente topográfico	< 1.5	1.5-3.0	3.0-4.5	4.5-6.0	≥ 6.0
<u>Grado contribución componente topográfico</u>	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0

El factor transporte (FT) se calcula de forma análoga a la empleada por Gburek *et al.* (2000), como el producto de los grados obtenidos para cada uno de los componentes del factor:

$$FT = \text{Grado distancia} \times \text{Grado escorrentía} \times \text{Grado factor topográfico}$$

Una vez obtenidos los valores del factor transporte para cada uno de los suelos estudiados en la cuenca (Tabla 9.18), a cada uno de ellos se les asigna el nivel que le corresponda de acuerdo con los valores mostrados en la Tabla 9.18.

Tabla 9.18- Asignación de los niveles a los que corresponden los valores del factor transporte.

Niveles	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Factor transporte	< 0.25	0.25-0.50	0.50-0.75	0.75-1.00

Solamente uno de los suelos estudiados en esta cuenca (Tabla 9.19) alcanza niveles del factor transporte muy alto (para el período de retorno de 10 años y alto para el período de retorno de 1 año), el correspondiente a la muestra 25 (ubicada en la zona C, subcuenca de Fonte Espiño), debido fundamentalmente al elevado valor que alcanza el factor topográfico, resultando llamativo que este suelo sea un suelo forestal pues *a priori* el riesgo de pérdidas de P para los suelos de este uso sería menor que para suelos bajo cualquiera de los otros usos.

El factor transporte presenta, para el período de retorno de 1 año, niveles bajos en la mayoría de los suelos. Son ocho los suelos en los que el nivel es medio, destacando el hecho de que son suelos de todos los usos, tanto forestales, como prados naturales o prados fertilizados, y

se encuentran dispersos a lo largo de toda la cuenca, es decir, algunos de estos suelos drenan hacia el río Rego de Abellas, otros hacia Fonte Espiño y otros están localizados tras la confluencia.

Tabla 9.19.- Asignación de los valores relativos a los parámetros de distancia, escorrentía y factor topográfico (erosión) y valores resultantes del factor transporte (F T 1 y F T 10) para cada uno de los puntos de muestreo en las distintas subcuencas estudiadas.

	Punto muestreo	Gcd 1*	Gcd 10	Gce	Gcft	F T 1	Nivel	F T 10	Nivel
Zona A	1	0.6	1.0	0.7	0.6	0.3	Medio	0.4	Medio
	2	0.8	1.0	0.6	0.6	0.3	Medio	0.4	Medio
	3	0.2	0.2	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.1	Bajo
	35	0.2	0.4	0.7	0.6	0.1	Bajo	0.2	Bajo
	36	0.2	0.2	0.7	0.6	0.1	Bajo	0.1	Bajo
	Valor medio					0.2	Bajo	0.2	Bajo
Zona B	17	0.2	0.4	0.7	0.6	0.1	Bajo	0.2	Bajo
	18	0.2	0.6	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.3	Medio
	19	0.2	0.4	0.7	0.6	0.1	Bajo	0.2	Bajo
	20	0.4	1.0	0.6	0.6	0.1	Bajo	0.4	Medio
	21	0.4	1.0	0.8	0.6	0.2	Bajo	0.5	Alto
	23	0.4	1.0	0.8	0.6	0.2	Bajo	0.5	Alto
	24	0.4	0.8	0.7	0.6	0.2	Bajo	0.3	Medio
	26	0.2	0.4	0.6	0.6	0.1	Bajo	0.1	Bajo
	27	0.6	1.0	0.8	0.6	0.3	Medio	0.5	Alto
	28	0.2	0.4	0.7	0.6	0.1	Bajo	0.2	Bajo
	Valor medio					0.1	Bajo	0.3	Medio
Zona C	4	0.2	0.4	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.2	Bajo
	5	0.4	1.0	0.7	0.6	0.2	Bajo	0.4	Medio
	6	0.2	0.6	0.7	0.6	0.1	Bajo	0.3	Medio
	7	0.2	0.2	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.1	Bajo
	8	0.2	0.8	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.4	Medio
	9	0.2	1.0	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.5	Alto
	10	0.6	1.0	0.8	0.6	0.3	Medio	0.5	Alto
	11	0.8	1.0	0.7	0.6	0.3	Medio	0.4	Medio
	12	0.6	1.0	0.9	0.6	0.3	Medio	0.5	Alto
	13	0.2	0.6	0.7	0.6	0.1	Bajo	0.3	Medio
	14	0.6	1.0	0.9	0.8	0.4	Medio	0.7	Alto
	15	0.4	0.8	0.8	0.6	0.2	Bajo	0.4	Medio
	16	0.2	0.8	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.4	Medio
	22	0.2	0.2	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.1	Bajo
	25	0.6	1.0	0.9	1.0	0.5	Alto	0.9	Muy alto
	29	0.2	0.2	0.8	0.6	0.1	Bajo	0.1	Bajo
	30	0.4	0.8	0.8	0.6	0.2	Bajo	0.4	Medio
	31	0.4	0.8	0.8	0.6	0.2	Bajo	0.4	Medio
	Valor medio					0.2	Bajo	0.4	Medio

*Gcd 1= Grado contribución distancia 1 año; Gcd 10= Grado contribución distancia 10 años; Gce = Grado contribución escorrentía; Gcft = Grado contribución factor topográfico; F T 1 = Factor transporte 1 año; F T 10 = Factor transporte 10 años

Los niveles del factor transporte para el período de retorno de 10 años son más elevados pues hay ocho suelos que presentan niveles altos, cinco en la zona C (subcuenca de Fonte Espiño) de los cuales dos se corresponden con prados naturales y tres con prados fertilizados y tres en la zona B (subcuenca de Rego de Abellas) de los cuales uno es forestal y dos son prados naturales. El número de suelos con valores medios se duplica al compararlo con el período de retorno de 1 año, pues asciende a 16 suelos, de hecho en este período las subcuencas correspondientes a Fonte Espiño y Rego de Abellas presentan por término medio niveles medios del factor transporte.

En el período de retorno de 1 año el factor transporte alcanza, por término medio, niveles bajos en todas las subcuencas y en la subcuenca de la confluencia en el periodo de retorno de 10 años. El que los niveles del factor transporte sean bajos implica que el transporte de P (el paso del suelo al agua) sea poco eficaz y, evidentemente, ayudará a que las pérdidas de P en esta cuenca sean bajas.

La lixiviación y el transporte de fósforo a través del perfil del suelo pueden ser especialmente severos poco después de la adición de abono (Sims *et al.*, 1998; Kleinman *et al.*, 2005; McGeachan *et al.*, 2005). Las pérdidas de P por lixiviación a través del perfil del suelo dependen del uso del suelo (Leinweber *et al.*, 1999) y de las prácticas agrícolas llevadas a cabo.

Así, la densidad es menor y la conectividad de los macroporos es mayor en suelos donde no se realizan prácticas agrícolas o donde las prácticas llevadas a cabo son reducidas en comparación con la labranza convencional (Tebrügge y Düring, 1999; Buczko *et al.*, 2006), como es el caso de los suelos forestales y de los prados naturales. Por tanto, las prácticas agrícolas conservacionistas pueden reducir las pérdidas de P por erosión y por escorrentía, pero pueden aumentar las pérdidas de P por flujo preferencial.

9.7. Estimación del índice de P

De acuerdo con lo indicado por Gburek *et al.* (2000), el índice de fósforo se obtendría mediante multiplicación del factor fuente por el factor transporte. En las Tablas 9.20 y 9.21 se indican los valores obtenidos considerando tanto los diferentes períodos en los que se ha realizado la estimación del factor fuente, como los diferentes períodos de retorno utilizados para estimar el factor transporte. La asignación para estos valores de distintos niveles se muestra en la Tabla 9.22 y la distribución de estos niveles en la superficie de la cuenca para el tiempo de retorno de 1 año se representa en los Mapas 9.3 y 9.4 (períodos 1 y 2, respectivamente) y para el tiempo de retorno de 10 años en los Mapas 9.5 y 9.6 (períodos 1 y 2, respectivamente).

Queda patente la importancia que adquieren los factores de transporte, pues algunas áreas próximas a suelos con valores elevados e, incluso, muy elevados para el factor fuente presentan índices de P bajos (por ejemplo las áreas cercanas a los suelos 28, 29 y 33); es decir, el riesgo de que el P llegue a las aguas circundantes es pequeño, porque el transporte no es eficaz. No obstante, también se observan casos contrarios en los que el factor fuente presenta valores bajos y

medios (suelos 25 y 14, respectivamente), pero debido a las condiciones geomorfológicas e hidrológicas de su entorno, el transporte de P es altamente operativo, lo que lleva consigo que por ejemplo, en las zonas próximas al suelo 25 se observen niveles moderados del índice de P.

Tabla 9.20.- Valores resultantes del factor transporte y del factor fuente y del índice de P en los dos periodos considerados para el tiempo de retorno de 1 año, para cada uno de los puntos de muestreo en las distintas subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	Punto muestreo	Factor fuente		Factor transporte 1 año	Índice P	
		período 1	período 2		período 1	período 2
Zona A	1	3.7	3.2	0.3	0.9	0.8
	2	3.1	3.0	0.3	0.9	0.9
	3	3.0	3.0	0.1	0.3	0.3
	35	3.0	3.0	0.1	0.3	0.3
	36	3.0	3.2	0.1	0.3	0.3
	Valor medio	3.2	3.1	0.2	0.5	0.5
Zona B	17	3.1	3.0	0.1	0.3	0.3
	18	3.0	3.0	0.1	0.3	0.3
	19	3.6	3.2	0.1	0.3	0.3
	20	3.0	3.2	0.1	0.3	0.3
	21	3.0	3.3	0.2	0.6	0.6
	23	10.0	9.7	0.2	2.0	1.9
	24	4.0	3.2	0.2	0.7	0.5
	26	3.0	3.0	0.1	0.2	0.2
	27	3.6	3.0	0.3	1.0	0.9
	28	7.3	12.3	0.1	0.6	1.0
	34	3.4	6.3	0.1	0.3	0.5
	Valor medio	4.3	4.8	0.1	0.6	0.7
Zona C	4	3.1	3.2	0.1	0.3	0.3
	5	3.1	3.0	0.2	0.5	0.5
	6	3.1	3.0	0.1	0.3	0.3
	7	3.0	3.3	0.1	0.3	0.3
	8	3.5	3.0	0.1	0.3	0.3
	9	5.3	7.5	0.1	0.5	0.8
	10	3.0	3.5	0.3	0.9	1.0
	11	5.5	6.7	0.3	1.8	2.2
	12	11.3	7.8	0.3	3.6	2.5
	13	3.0	3.0	0.1	0.3	0.3
	14	3.0	3.3	0.4	1.3	1.4
	15	3.0	4.0	0.2	0.6	0.8
	16	9.4	8.0	0.1	0.9	0.8
	22	9.1	7.3	0.1	0.9	0.7
	25	3.8	3.0	0.5	2.0	1.6
	29	16.5	17.2	0.1	1.6	1.7
	30	4.8	4.7	0.2	0.9	0.9
	31	4.9	6.7	0.2	0.9	1.3
	32	5.3	8.7	0.3	1.5	2.5
	33	10.9	17.5	0.1	1.0	1.7
	Valor medio	5.7	6.2	0.2	1.0	1.1

En los dos periodos estudiados (periodos 1 y 2) y para los dos tiempos de retorno considerados, la zona delimitada hidrográficamente como A presenta únicamente índices de P

bajos. En cuanto a la zona B los suelos presentan en su mayoría índices bajos de P en los dos periodos estudiados y para los dos tiempos de retorno considerados, a excepción de las áreas cercanas al suelo 23 que presenta para el segundo periodo a tiempo de retorno un año un índice de P moderado, mientras que para el tiempo de retorno de diez años presenta niveles del índice de P altos en las dos épocas en las que se divide el estudio.

Tabla 9.21.- Valores resultantes del factor transporte y del factor fuente y del índice de P en los dos periodos considerados para el tiempo de retorno de 10 años, para cada uno de los puntos de muestreo en las distintas subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	Punto muestreo	Factor fuente		Factor transporte 10 años	Índice P	
		período 1	período 2		período 1	período 2
Zona A	1	3.7	3.2	0.4	1.6	1.3
	2	3.1	3.0	0.4	1.1	1.1
	3	3.0	3.0	0.1	0.3	0.3
	35	3.0	3.0	0.2	0.5	0.5
	36	3.0	3.2	0.1	0.3	0.3
	Valor medio	3.2	3.1	0.2	0.7	0.7
Zona B	17	3.1	3.0	0.2	0.5	0.5
	18	3.0	3.0	0.3	0.9	0.9
	19	3.6	3.2	0.2	0.6	0.5
	20	3.0	3.2	0.4	1.1	1.1
	21	3.0	3.3	0.5	1.4	1.6
	23	10.0	9.7	0.5	4.8	4.6
	24	4.0	3.2	0.3	1.3	1.1
	26	3.0	3.0	0.1	0.4	0.4
	27	3.6	3.0	0.5	1.7	1.4
	28	7.3	12.3	0.2	1.2	2.1
	34	3.4	6.3	0.3	0.9	1.6
	Valor medio	4.3	4.8	0.3	1.4	1.4
Zona C	4	3.1	3.2	0.2	0.6	0.6
	5	3.1	3.0	0.4	1.3	1.3
	6	3.1	3.0	0.3	0.8	0.8
	7	3.0	3.3	0.1	0.3	0.3
	8	3.5	3.0	0.4	1.3	1.2
	9	5.3	7.5	0.5	2.5	3.6
	10	3.0	3.5	0.5	1.4	1.7
	11	5.5	6.7	0.4	2.3	2.8
	12	11.3	7.8	0.5	6.1	4.2
	13	3.0	3.0	0.3	0.8	0.8
	14	3.0	3.3	0.7	2.2	2.4
	15	3.0	4.0	0.4	1.2	1.5
	16	9.4	8.0	0.4	3.6	3.1
	22	9.1	7.3	0.1	0.9	0.7
	25	3.8	3.0	0.9	3.4	2.7
	29	16.5	17.2	0.1	1.6	1.7
	30	4.8	4.7	0.4	1.8	1.8
	31	4.9	6.7	0.4	1.9	2.6
	32	5.3	8.7	0.5	2.5	4.2
	33	10.9	17.5	0.4	4.2	6.7
	Valor medio	5.7	6.2	0.4	2.0	2.2

Hay que señalar que el suelo 23 se corresponde con un prado fertilizado con valores altos del factor fuente en los dos períodos estudiados pero con un valor bajo del factor transporte. Hay que indicar que las áreas próximas al suelo 28 de la zona B alcanzan niveles medios del índice de P en el segundo período para un tiempo de retorno de diez años.

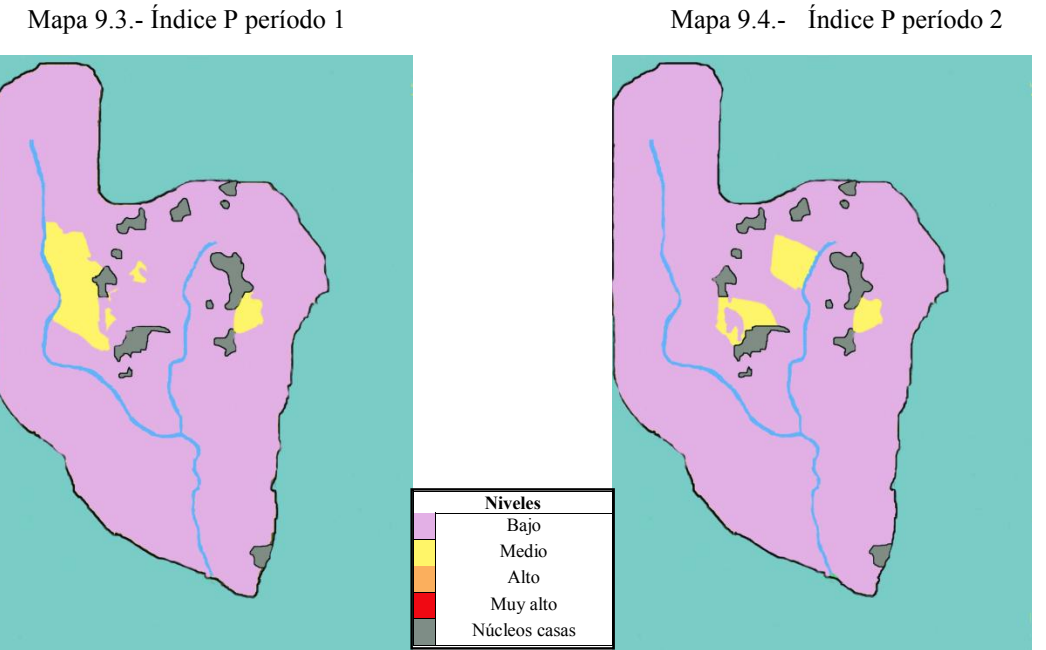
El riesgo potencial de paso de P del suelo al agua se produce principalmente en la zona C. En esta zona no hay suelos con índices de P muy altos para el tiempo de retorno de un año, sin embargo, para el tiempo de retorno de diez años sí se alcanzan estos niveles muy altos. Así, en el primer período las áreas cercanas a los suelos 23 y 33 presentan índices altos y en el segundo período alcanzan niveles altos las áreas cercanas a los suelos 12, 23 y 32.

Tabla 9.22.- Asignación de niveles a los distintos valores del índice de fósforo.

Niveles	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Índice Fósforo	< 2	2-4	4-6	≥ 6

Tan sólo hay un área cercana al suelo 12 con un nivel muy alto de P en el primer intervalo de tiempo considerado (hasta julio), mientras que en el segundo período el área que presenta niveles excesivos de P se corresponde con la que está próxima al suelo 33. Estos dos suelos son prados fertilizados próximos a Fonte Espiño y se consideran puntos críticos pues en ellos el factor fuente es elevado y el factor transporte es moderado.

Mapas 9.3. y 9.4.- Valores resultantes del índice de P obtenidos para los dos períodos estudiados para el tiempo de retorno de 1 año, para cada uno de los puntos de muestreo en las distintas subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.



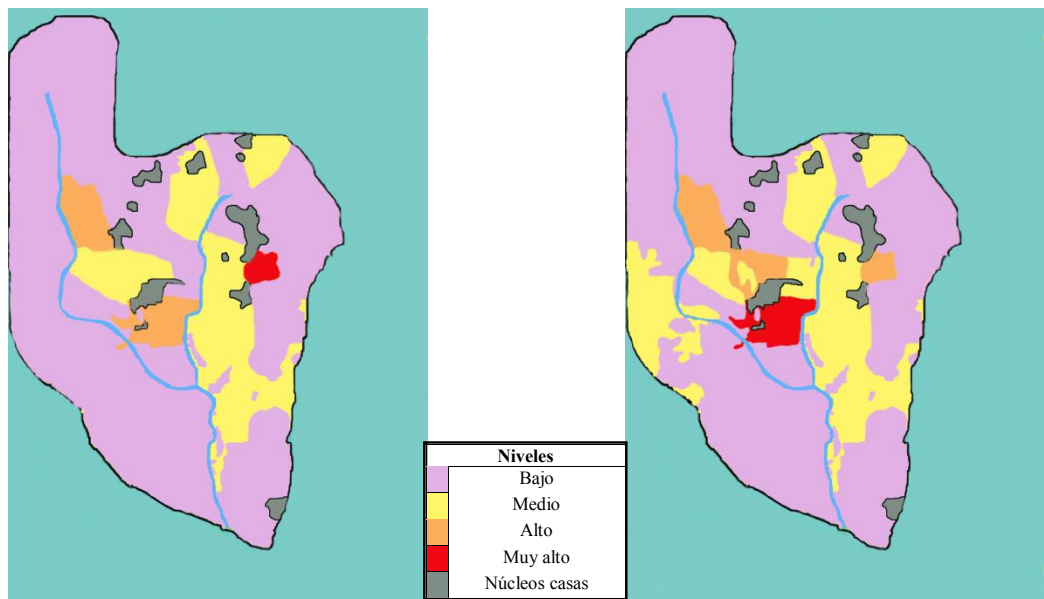
Los suelos que presentan valores del índice de P medios drenan directamente a Fonte Espiño en su mayoría son prados en los que el factor transporte toma un valor medio y están localizados en las proximidades de las zonas urbanas.

En general en esta cuenca el riesgo de paso del P al agua es bajo cuando se considera un año climático normal, fundamentalmente en las zonas donde abundan los suelos forestales y los prados naturales. Cuando se tienen en cuenta aquellos años con intensos eventos de precipitación e inundaciones intensas en la cuenca, los niveles del índice de P se ven considerablemente modificados, pasando de niveles bajos y medios a altos e incluso excesivos, como se observa en los Mapas 9.3, 9.4, 9.5 y 9.6.

Mapas 9.5 y 9.6.- Valores resultantes del índice de P obtenidos para los dos períodos estudiados para el tiempo de retorno de 10 años, para cada uno de los puntos de muestreo en las distintas subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

Mapa 9.5.- Índice P período 1

Mapa 9.6.- Índice P período 2



***10.- VALIDACIÓN DEL ÍNDICE DE P
DISEÑADO PARA LA CUENCA DE
FONTE ESPÍÑO Y REGO DE ABELLAS***

10. Validación del índice de P diseñado para la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas

10.1. Justificación

Como es lógico, la elaboración de un índice de riesgo de pérdidas de P del suelo y de su paso al agua exige un proceso de comprobación para juzgar su validez. Usualmente esa comprobación se establece mediante comparaciones entre los valores del índice determinados para cada punto de una cuenca o del área de estudio y la medida de la cantidad de P exportada a través de las aguas que drenan la cuenca. Este será el procedimiento que seguiremos aquí, aunque las limitaciones técnicas del estudio (que se indican a continuación) han obligado a alguna modificación de ese protocolo de validación.

La limitación más importante procede del hecho de que no fue posible aforar todos los caudales en los diversos puntos de la cuenca a lo largo de todo el período en el que se determinaron los valores del índice. El aforo de los volúmenes de agua que pasaban por cada uno de los 8 puntos de la cuenca, donde se recogieron muestras para el análisis de las aguas, únicamente se pudo realizar durante el período marzo-julio, período que, a pesar de incluir la época del año en la que las labores agrícolas son más frecuentes e intensas, es demasiado corto para una validación plena del modelo.

Sin embargo, y dado que el análisis físico-químico y químico de las aguas se realizó durante más de un año (simultáneamente al análisis de los suelos) se ha pensado que podría hacerse una validación cualitativa de la bondad del modelo comparando la información proporcionada por el índice con el estado cualitativo de las aguas.

En otras palabras, la validación del índice se realizará a través de dos aproximaciones:

- a) Una aproximación cualitativa, que permitirá comprobar en qué medida la información del índice se corresponde con los niveles de calidad medio-ambiental de las aguas circulantes, evaluada a través de las concentraciones de fósforo total y MRP en las mismas.
- b) Una aproximación cuantitativa, en la que la información del índice se contrastará con las cantidades de P (tanto fósforo total, como MRP o fósforo particulado) que se desplazan en los diferentes momentos por los distintos puntos de la cuenca.

10.2. Aproximación cualitativa para la validación del índice de fósforo

Para poder realizar esta aproximación es necesario considerar criterios de calidad medioambiental de las aguas. Evidentemente, y desde el punto de vista del riesgo de eutrofización, los criterios se basan en la concentración de P total y MRP en el agua. Hay distintas opciones para ello y, generalmente, se suelen cruzar diferentes criterios con el fin de establecer una escala de calidad (Halima, 2011; Sande, 2005).

En Europa, diferentes directivas han establecido regulaciones sobre la calidad del agua, tal como la Water Framework Directive (EC, 2000). Niveles de concentraciones de P de 0.07 mg L^{-1} y de 0.13 mg L^{-1} se indican como umbrales para considerar la calidad de las aguas circulantes como buena para garantizar el desarrollo de salmónidos y ciprínidos, respectivamente (EC, 2006). En el caso de España, la Directiva 75/440/EEC (EC, 1975) impone un umbral de P total en relación con el tipo y uso del agua, con el fin de mantener los requerimientos ecológicos de los recursos hídricos. En el caso de las aguas de tipo A1 (las de mayor calidad) y con usos específicos (protección de salmónidos, aguas de baño e irrigación) la concentración de P total en el agua no puede superar el valor de 0.06 mg L^{-1} . Para otros usos, el límite para las aguas de tipo A1 es 0.17 mg L^{-1} . Para las aguas de tipo A2 y A3, y todos los tipos de uso, el límite de P total considerado es 0.30 mg L^{-1} . Por otro lado, Canadá y algunos estados de USA consideran un valor de P total en las aguas de 0.03 mg L^{-1} como el límite para considerar un agua superficial de máxima calidad (MENV, 2001). Este valor es muy cercano al que se considera el límite para el inicio de los procesos de eutrofización (0.02 mg L^{-1}). Teniendo en cuenta la clasificación basada en el estado trófico del agua establecida por la Organización para la Cooperación y Desarrollo Económico (OCDE), un agua se considera hipertrófica cuando la concentración de P total es superior a 0.100 mg L^{-1} , eutrófica cuando se encuentra entre 0.035 - 0.100 mg L^{-1} mesotrófica cuando oscila entre 0.010 - 0.035 mg L^{-1} y oligotrófica cuando es inferior a 0.010 mg L^{-1} . Además, otros autores han establecido otros criterios de concentración para establecer estos niveles tróficos, diferenciando entre aguas circulantes (ríos) y aguas estancadas (lagos), así como entre concentraciones de P total y concentraciones de MRP. Una clasificación de este tipo para aguas circulantes es la realizada recientemente por Csathó *et al.* (2007). Estos autores consideran 5 niveles de calidad del agua (indicados por números romanos y representando el grado I la máxima calidad). Las concentraciones tanto de P total como de MRP que permitirían incluir a un agua circulante en esos grupos serían las indicadas en la Tabla 10.1:

Tabla 10.1.- Clasificación de la calidad de las aguas en función de las concentraciones de P total y de MRP (Csathó *et al.*, 2007).

	<i>I</i>	<i>II</i>	<i>III</i>	<i>IV</i>	<i>V</i>
TP (mg L^{-1})	< 0.100	0.100-0.200	0.200-0.400	0.400-1.000	> 1.000
MRP (mg L^{-1})	< 0.050	0.050-0.100	0.100-0.200	0.200-0.500	> 0.500

Esta disparidad de criterios, la no diferenciación clara entre aguas circulantes y aguas estancadas e, incluso, la no mención expresa a qué forma de P se está refiriendo (TP o MRP) hacen muy difícil establecer los niveles de concentración para juzgar la calidad del agua e, indirectamente, el riesgo de paso del P desde el suelo hasta la red fluvial.

Para facilitar las comparaciones, normalmente se suelen seleccionar algunos niveles de concentración. Halima (2011), en un estudio sobre la dinámica y procesos de contaminación difusa de las aguas superficiales por el fósforo de los suelos de regadíos de Aragón, establece los siguientes niveles de TP para juzgar la calidad de las aguas (Tabla 10.2): la concentración de 0.02 mg L⁻¹, que indicaría la concentración a partir de la cual habría que considerar un riesgo de eutrofización; la concentración de 0.03 mg L⁻¹, que representaría la concentración a partir de la cual el agua dejaría de ser de máxima calidad según la normativa MENV (2001); la concentración de 0.06 mg L⁻¹, concentración máxima permitida según la legislación española para declarar, un agua como de calidad A1 para usos determinados (protección de salmónidos, baño y riego); la concentración de 0.13 mg L⁻¹, que marcaría el límite de protección de ciprínidos (EC, 2006), y, finalmente, la concentración de 0.30 mg L⁻¹, que sería la concentración a partir de la cual un agua no podría considerarse de tipo A, desde el punto de vista ecológico (EC, 1975).

Tabla 10.2.- Clasificación de la calidad de las aguas en función de la concentración de P total presente en ellas, establecida por Halima (2011).

[P total] mg L ⁻¹	Calidad aguas
≥ 0.30	Muy baja
≥ 0.13	Impiden cría de ciprínidos
≥ 0.06	No válidas para el baño
≥ 0.03	Ya no de máxima calidad
≥ 0.02	Riesgo eutrofización
< 0.02	Máxima calidad

10.2.1. Evaluación del P total

Teniendo en cuenta esos niveles, en el presente estudio se estimó para cada uno de los puntos de muestreo el porcentaje acumulado de muestras en las que no se superaban los mismos. En la Tabla 10.3 se indican dichos porcentajes para cada uno de los puntos de muestreo y para cada uno de los períodos en los que se ha dividido el período de estudio para la evaluación del índice de P.

Se puede apreciar que la concentración de TP nunca supera el valor de 0.13 mg L⁻¹, indicando que en todo momento las aguas de la cuenca serían aguas de calidad A1 y que, por tanto, permiten la cría y desarrollo de ciprínidos. Además, en muy contadas ocasiones las aguas superan concentraciones de 0.06 mg L⁻¹ de TP, por lo que en la mayoría de los casos permitirían la cría de salmónidos y su uso tanto para baño como para riego. También puede apreciarse que el porcentaje de muestras por debajo del nivel de 0.02 mg L⁻¹ no es, en general, demasiado elevado, mientras que suele ser mayoritario el porcentaje de muestras que no superan el nivel de 0.03 mg L⁻¹. Estaríamos, por lo tanto, en presencia de aguas de alta calidad ecológica, y que

mayoritariamente se corresponden con niveles oligotrófico-mesotrófico, lo que indicaría una escasa transferencia del P del suelo a las aguas.

Tabla 10.3.-. Porcentaje acumulado de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de P total para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	Punto de muestreo	Periodo	Valores límite de concentración de TP (mg L ⁻¹)			
			< 0.02	< 0.03	< 0.06	< 0.13
Fonte Espiño	4	1	25	87.5	100	0
		2	0	0	100	0
	3	1	25	37.5	100	0
		2	0	0	100	0
	2	1	62.5	87.5	100	0
		2	0	33.3	100	0
Rego de Abellas	5	1	57.1	71.4	85.7	100
		2	0	100	0	0
	6	1	50	87.5	100	0
		2	0	66.6	83.3	100
	7	1	50	87.5	100	0
		2	0	50	83.3	100
	8	1	25	100	0	0
		2	0	50	100	0
Confluencia	1	1	37.5	87.5	100	0
		2	16.7	83.3	100	0

Por otra parte, se puede apreciar que hay comportamientos diversos, tanto en un mismo punto de muestreo a lo largo de los dos periodos en que se dividió el estudio, como en los distintos puntos de muestreo a lo largo de cualquiera de las dos corrientes principales presentes en la cuenca.

Con respecto al periodo de muestreo, en general parece ser el segundo de los periodos considerados aquel en el que se produce una tendencia a una peor calidad de las aguas. Esto es perfectamente apreciable tanto en Fonte Espiño como en Rego de Abellas, si se exceptúa para este río el primero de los puntos de muestreo. La confluencia, por su parte, apenas muestra cambios en su distribución de porcentajes de muestras correspondientes a cada nivel de P, aunque en el segundo periodo disminuye, en relación con el primero, el porcentaje de muestras cuya concentración de TP no supera el límite de concentración más estricto (0.02 mg L⁻¹). Esta peor calidad de las aguas puede reflejar tanto una mayor tendencia a la pérdida de P durante este periodo, como el incremento que suele acompañar a la concentración de P del agua cuando el

caudal se reduce (Halima, 2011), ya que este segundo período coincide con la época estival de escasas lluvias que condicionan un menor caudal.

Tabla 10.4.- Porcentaje de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de P total para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	<i>Punto de muestreo</i>	<i>Periodo</i>	Valores límite de concentración de TP (mg L⁻¹)					
			<i>< 0.02</i>	<i>0.02-0.03</i>	<i>0.03-0.06</i>	<i>0.06-0.13</i>	<i>0.13-0.30</i>	<i>> 0.30</i>
Fonte Espiño	4	1	25	62.5	12.5	0	0	0
		2	0	0	100	0	0	0
	3	1	25	12.5	62.5	0	0	0
		2	0	66.7	33.3	0	0	0
	2	1	62.5	25	12.5	0	0	0
		2	0	33.3	66.7	0	0	0
Rego de Abellas	5	1	57.1	14.3	14.3	14.3	0	0
		2	0	100	0	0	0	0
	6	1	50	37.5	12.5	0	0	0
		2	0	66.6	16.7	16.7	0	0
	7	1	50	37.5	12.5	0	0	0
		2	0	50	33.3	16.7	0	0
	8	1	25	75	0	0	0	0
		2	0	50	50	0	0	0
Confluencia	1	1	37.5	50	12.5	0	0	0
		2	16.7	66.6	16.7	0	0	0

También se producen variaciones a lo largo de los ríos. En las Figuras 10.1 y 10.2 se representan los porcentajes de muestras dentro de cada intervalo de concentraciones considerados. Así, durante el primer periodo (Figura 10.1 y Tabla 10.4) se puede apreciar que en Rego de Abellas aguas abajo disminuye progresivamente el porcentaje de muestras que presentan la mejor calidad, aunque es en la cabecera de este río donde se presentan esporádicamente las aguas de peor calidad, sugiriendo que los terrenos cercanos a su nacimiento pueden ser zonas en las que se produzca una liberación más fácil de P desde los suelos al agua.

En Fonte Espiño también es en el curso superior donde se presenta el mayor porcentaje de muestras con aguas de menor calidad, sugiriendo que los terrenos entre los puntos de muestreo 4 y 3 actúan como zonas de pérdida de P. La situación cambia por completo en el punto 2, ya que se recupera en gran parte la calidad del agua. La distribución obtenida para el punto de muestreo 1, después de la confluencia entre Rego de Abellas y Fonte Espiño, muestra un comportamiento mezcla de los comportamientos mostrados por los puntos de muestreo 2 y 8.

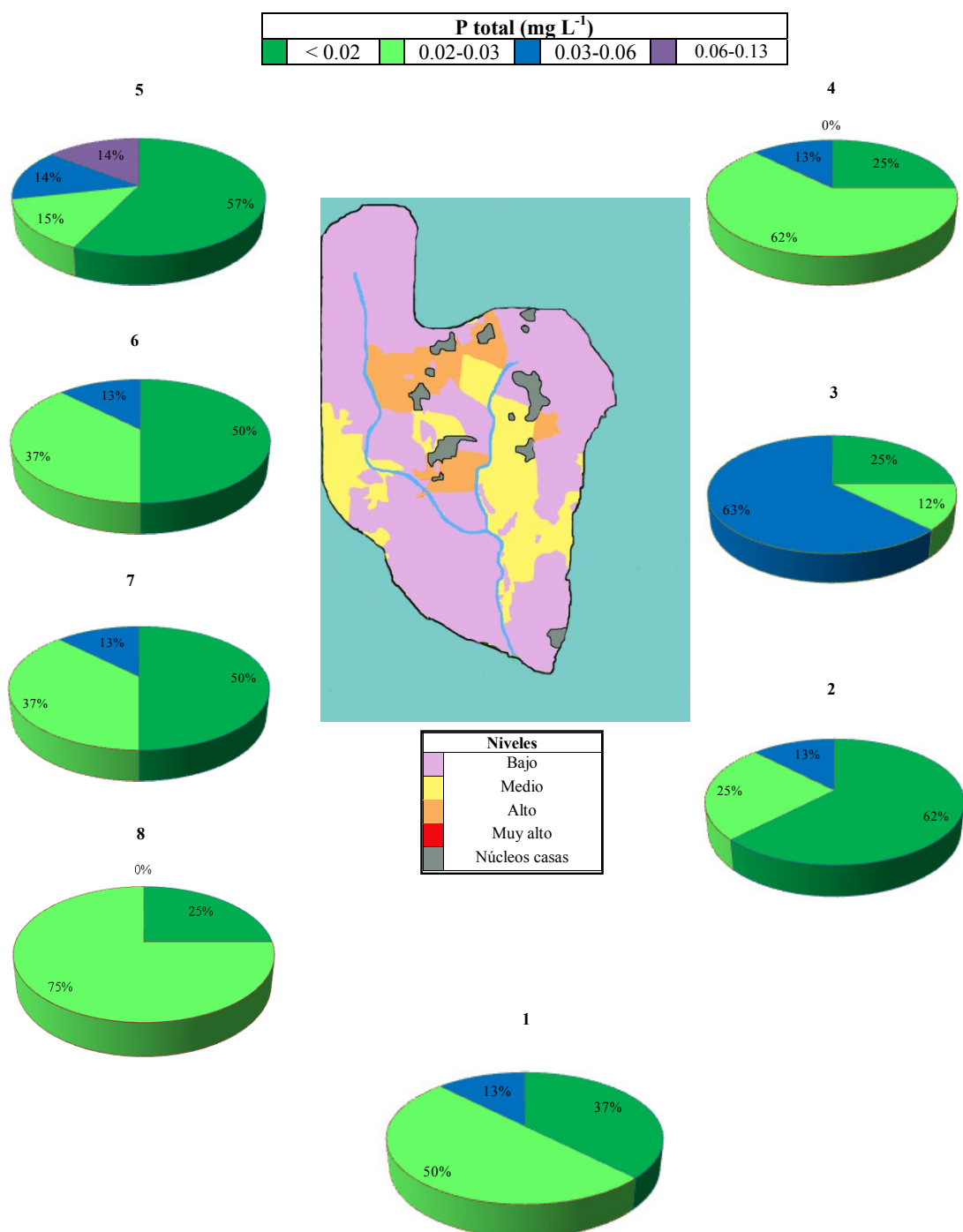
En cuanto al segundo de los períodos considerados, la situación es ligeramente diferente, siendo lo más llamativo que en ninguno de los puntos de muestreo, a excepción de la confluencia, se obtuvieron concentraciones de TP inferiores a 0.02 mg L^{-1} (Figura 10.2 y Tabla 10.4). En Rego de Abellas las aguas de la cabecera presentan todas ellas concentraciones entre $0.02\text{-}0.03 \text{ mg L}^{-1}$, esto es, en el límite para que puedan iniciarse procesos de eutrofización. La situación empeora aguas abajo entre los puntos 6 y 7, aunque nunca se supera la concentración de 0.13 mg L^{-1} , y ya al final de este río, en el punto 8, la situación tiende a mejorar ligeramente, ya que las aguas nunca superan una concentración de TP de 0.06 mg L^{-1} . En otras palabras, y en lo que respecta a este curso fluvial, hay una mayor tendencia a la pérdida de fósforo por los suelos, siendo el área con mayor aptitud para estas pérdidas toda la que rodea el curso del río a excepción de su cabecera.

En Fonte Espiño la situación es similar, aunque nunca se alcanzan concentraciones tan elevadas como en Rego de Abellas. Ya en las proximidades al nacimiento, en el punto 4, las aguas siempre superan la concentración de 0.03 mg L^{-1} y aunque en el punto 3 parece recuperarse ligeramente la calidad de las aguas, al final de este río y antes de su confluencia con Rego de Abellas la situación vuelve a empeorar ligeramente, con más del 60 % de las muestras presentando concentraciones de TP entre 0.03 y 0.06 mg L^{-1} . En otras palabras, también los terrenos que drenan a este río parecen mostrarse, durante este segundo período, como susceptibles de liberar P a las aguas, situación que parece afectar a toda esta subcuenca.

Tal como se indicó antes, la situación después de la confluencia de ambos cursos de agua es ligeramente diferente. En este punto, casi un 20 % de las muestras presentan una elevada calidad y sólo en el 17 % de las mismas la concentración de P es superior a 0.03 mg L^{-1} y nunca se superan los 0.06 mg L^{-1} . Dado que las aguas en este punto proceden mayoritariamente de las aportadas por Fonte Espiño y Rego de Abellas, las únicas explicaciones posibles para esta mejora de la calidad del agua serían, bien la existencia de un aporte de aguas de muy buena calidad a través de los arroyuelos que llegan al curso de agua después de la confluencia de Fonte Espiño y Rego de Abellas, o bien la existencia de procesos que causen una sedimentación del P transportado por ambos ríos, es decir, la actuación de procesos sumidero dentro del cauce.

Una vez determinados los porcentajes de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de P total, éstos se representan gráficamente para cada uno de los períodos estudiados (Figuras 10.1 y 10.2) y se comparan con los datos obtenidos para el factor fuente de P en ese mismo intervalo de tiempo. Comparando los niveles de calidad del agua con los datos indicados en el factor fuente de P en los dos períodos estudiados, se puede decir que, en términos generales, existe cierta correlación, puesto que el factor fuente de P indica un mayor riesgo en el segundo período que en el primero. Hay suelos con niveles muy altos del factor fuente, que concuerdan con los valores de P total en el agua que son más elevados en el segundo período que en el primero, alcanzando niveles de P total comprendidos entre 0.06 y 0.13 mg L^{-1} .

Figura 10.1.- Valores del factor fuente de P en el primer período estudiado y porcentaje de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de P total para cada uno de los puntos de muestreo en las distintas subcuencas de Fonte Espiño (derecha) y Rego de Abellas (izquierda).



Sin embargo, aunque hay cierta similitud no podemos decir que los datos concuerden al 100 % con los resultados obtenidos para el factor fuente de P. Al hacer una comparación más pormenorizada, es decir, al comparar los niveles del factor fuente de P observados en cada área de cada subcuenca, para cada uno de los periodos, con los niveles registrados en los ríos en cada tramo de los mismos, se observa que no hay una relación directa entre el contenido de P en el suelo y la concentración de P total en el agua.

En el primer periodo de estudio (Figura 10.1) el factor fuente de P presenta niveles bajos en las zonas próximas al nacimiento y a la zona final de Rego de Abellas y a la zona tras la confluencia de ambos ríos, niveles medios prácticamente a lo largo de todo el río de Fonte Espiño, en el tramo medio de Rego de Abellas y tras la confluencia y valores altos en el tramo medio de Rego de Abellas y en el tramo inicial y medio de Fonte Espiño.

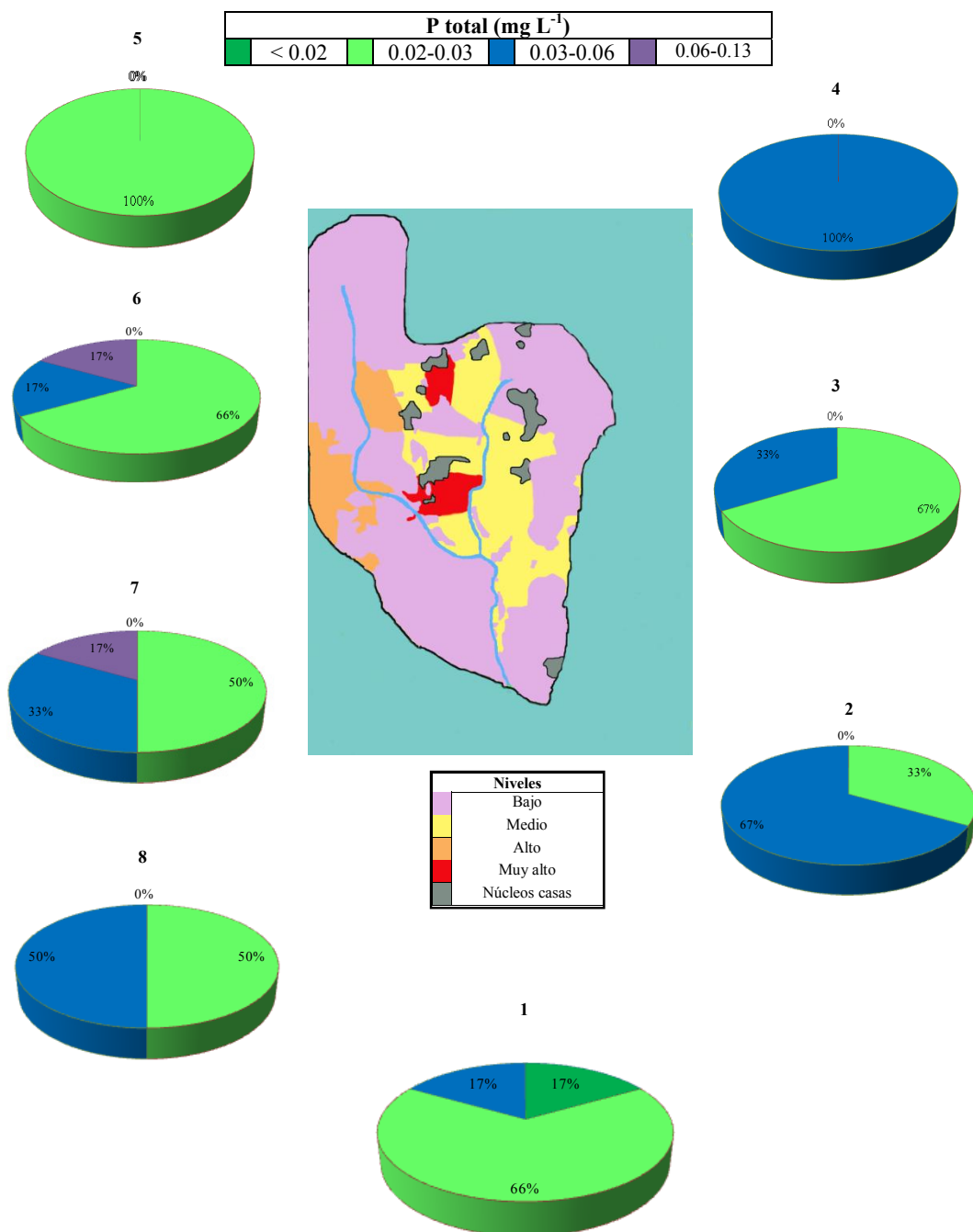
Observando el mapa del factor fuente se concluye que Fonte Espiño presenta un mayor riesgo de pérdidas de P porque los niveles del factor fuente son mayores, y esto concuerda con los valores de P total presentes en las aguas de Fonte Espiño, pues los valores de concentración muestran una calidad de las aguas peor que la observada para Rego de Abellas sobre todo en el tramo medio del río y en el nacimiento en el primer periodo.

En el primer periodo de estudio (Figura 10.1) llama la atención la mejoría en la calidad de las aguas que se produce en el tramo final del río Fonte Espiño, pues los niveles de factor fuente de P oscilan entre muy altos y medios y tan solo un pequeño tramo presenta niveles bajos, por lo que parece difícil que este tramo sea capaz de amortiguar todo lo anterior.

En el segundo periodo de estudio (Figura 10.2) los niveles de P total presentes en el río concuerdan mejor con los niveles del factor fuente, puesto que a lo largo de todo el río estos niveles son medios, aumentando a muy altos en el tramo medio del mismo, y las concentraciones de P total disminuyen del tramo inicial al medio pero aumentan del medio al final, lo que concuerda con los datos del factor fuente.

En Rego de Abellas, en términos generales, hay una relación concordante entre los valores de P total presentes en el agua y los niveles del factor fuente, pues en el segundo periodo de estudio el factor fuente presenta niveles altos de P en el tramo medio del río, frente a los niveles medios del primer periodo, y la calidad de las aguas en este tramo en el segundo periodo es menor que la observada en el primer periodo de estudio. Hacia el tramo final del río se observa una amortiguación, pues los valores de concentración de P total son más bajos que los registrados en el tramo medio del mismo. Hay que destacar que, aunque en Fonte Espiño los niveles de factor fuente son más elevados y se mantienen a lo largo de todo el río, es en Rego de Abellas donde las concentraciones de P total alcanzan los niveles más elevados, quizás porque el paso del P del suelo al agua sea más efectivo que en la subcuenca de Fonte Espiño.

Figura 10.2.- Valores del factor fuente de P en el segundo periodo estudiado, y porcentaje de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de P total para cada uno de los puntos de muestreo en las distintas subcuencas de Fonte Espiño (derecha) y Rego de Abellas (izquierda).



En el punto de muestreo 1, que se ubica tras la confluencia de los dos ríos, la menor calidad del agua se produce en el segundo período de estudio, de forma similar a lo observado en los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas. La calidad de las aguas en este punto es mejor que la observada en Fonte Espiño, quizás como consecuencia de los niveles bajos del factor fuente que se observan en la zona izquierda tras la confluencia de los dos ríos y que mitigan los valores de Fonte Espiño. Así, en el primer período de estudio el porcentaje de muestras con valores de P total por encima de 0.03 mg L^{-1} es del 13 % y coincide con el observado en el punto de muestreo 2 (tramo final de Fonte Espiño), mientras que en el tramo final de Rego de Abellas no hay ninguna muestra que alcance ese valor. Cabe destacar que en el punto de muestreo 1 el porcentaje de muestras con concentraciones de P total comprendidos entre 0.02 y 0.03 mg L^{-1} es del 50 % mientras que este porcentaje es del 75 % en el punto 8 (tramo final de Rego de Abellas) y del 25 % en el punto 2 (tramo final de Fonte Espiño).

En el segundo período se produce una mejora en la calidad del agua en el punto 1 con respecto a los niveles de calidad registrados en los puntos 8 y 2, pues mientras que en las muestras correspondientes a los tramos finales de los ríos no hay valores de concentración de P total por debajo de 0.02 mg L^{-1} , en el punto que se ubica tras la confluencia de los dos ríos, un 17 % de las muestras registran estos niveles. El hecho de que la calidad del agua en el punto 1 sea buena concuerda con los niveles bajos del factor fuente de P en los suelos del área cercana a dicho punto de muestreo.

10.2.2. Evaluación del MRP

Si consideramos las concentraciones de MRP la situación es muy diferente como se pone de manifiesto en los datos que se muestran en la Tabla 10.5.

Así, la concentración de MRP nunca supera el valor de 0.06 mg L^{-1} y prácticamente nunca la concentración de 0.03 mg L^{-1} . Las excepciones a esta última observación corresponden a los dos puntos de muestreo correspondientes al tramo final de Rego de Abellas (puntos 7 y 8), que en el segundo de los períodos muestran similares porcentajes de muestras (un 17.7% de las analizadas en ese período) con concentración de MRP entre 0.03 y 0.06 mg L^{-1} . Por tanto, según la clasificación de Csathó *et al.* (2007; Tabla 10.1) los caudales estudiados muestran en todos los puntos de muestreo aguas de calidad I, excepto en los puntos donde se excede la concentración de 0.03 mg L^{-1} que se corresponden con aguas de calidad II, aunque en su rango inferior, casi en el límite con la calidad I. En otras palabras, la diferencia de situaciones entre lo indicado para el TP y lo reseñado ahora para el MRP hace hincapié en la importancia del P particulado como vector de transporte del P. Por tanto, parecen ser los procesos de erosión, más que los de solubilización de P los responsables principales de las cantidades de P que alcanzarán el embalse de Fervenza aportadas por esta pequeña cuenca.

Tabla 10.5.- Porcentaje acumulado de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de MRP para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	<i>Punto de muestreo</i>	<i>Periodo</i>	Valores límite de concentración de MRP (mg L⁻¹)			
			< 0.02	< 0.03	< 0.06	< 0.13
<i>Fonte Espiño</i>	4	1	50	100	0	0
		2	0	100	0	0
	3	1	62.5	100	0	0
		2	50	100	0	0
	2	1	75	100	0	0
		2	67	100	0	0
<i>Rego de Abellas</i>	5	1	86	100	0	0
		2	67	100	0	0
	6	1	75	100	0	0
		2	33	100	0	0
	7	1	75	100	0	0
		2	50	83.3	100	0
	8	1	87.5	100	0	0
		2	66.6	83.7	100	0
<i>Confluencia</i>	1	1	75	100	0	0
		2	83	100	0	0

Independientemente del hecho de que en el período considerado las aguas muestren la máxima calidad, se observan variaciones en las concentraciones de MRP en ambos períodos de estudio y en ambos ríos (Figuras 10.3 y 10.4). Así, tanto en Fonte Espiño como en Rego de Abellas durante el segundo período de estudio se incrementa el porcentaje de muestras con las concentraciones más altas. La diferencia observada entre períodos es, en general, mayor para Rego de Abellas que para Fonte Espiño, en donde (a excepción del área cercana al nacimiento) no hay apenas variación en los porcentajes acumulados de distribución de las concentraciones de un período a otro. En Rego de Abellas, por el contrario, durante el segundo período el número de muestras pertenecientes a los rangos de concentración más altos de los observados es claramente superior a los encontrados en el primer período y, además, tal como se indicó antes, en los puntos 7 y 8 determinadas muestras llegan a superar el valor de concentración que marca el límite superior de la clase I.

Curiosamente, en la zona de la confluencia el porcentaje de muestras con concentraciones más elevadas es superior en el primer período que en el segundo. De nuevo, al igual que se había observado para el P total, parecen existir mecanismos internos del cauce que favorecen una

disminución del MRP disuelto en las aguas, lo que lleva a pensar en la actuación de algún proceso de adsorción del P en el que intervengan componentes discretos del cauce.

Tabla 10.6.- Porcentaje acumulado de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de MRP (mg L^{-1}) para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	Punto de muestreo	Periodo	Valores límite de concentración de MRP (mg L^{-1})					
			< 0.02	0.02-0.03	0.03-0.06	0.06-0.13	0.13-0.30	> 0.30
Fonte Espiño	4	1	50	50	0	0	0	0
		2	0	100	0	0	0	0
	3	1	62.5	37.5	0	0	0	0
		2	50	50	0	0	0	0
	2	1	75	25	0	0	0	0
		2	67	33	0	0	0	0
Rego de Abellas	5	1	86	14	0	0	0	0
		2	67	33	0	0	0	0
	6	1	75	25	0	0	0	0
		2	33	67	0	0	0	0
	7	1	75	25	0	0	0	0
		2	50	33.3	16.7	0	0	0
	8	1	87.5	12.5	0	0	0	0
		2	66.6	16.7	16.7	0	0	0
Confluencia	1	1	75	25	0	0	0	0
		2	83	17	0	0	0	0

De forma similar al estudio realizado para el P total, ahora se realiza la comparación entre los valores de concentración de MRP registrados en las aguas y los niveles del índice de P diagnosticados para la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas (Figuras 10.3 y 10.4).

Lo primero que destaca en los valores de concentración de MRP cuantificados a lo largo de los ríos Fonte Espiño y Rego de Abellas es que, de los seis niveles que representan la calidad del agua, dichos valores se centran en dos niveles (registrando el tercer nivel tan sólo dos valores), presentando el agua una calidad buena o con valores de MRP que pueden empezar a suponer un riesgo de eutrofización. Cabe indicar que en toda la duración del estudio no se observaron para ningún tramo de los ríos valores de concentración de MRP por encima de los 0.03 mg L^{-1} (Tabla 10.6).

Comparando los niveles de calidad del agua con los datos indicados en el factor fuente de P para los dos periodos de estudio, se puede decir que, en términos generales, existe cierta correlación, puesto que el factor fuente de P presenta niveles de riesgo mayores en el segundo período de estudio que en el primero (Figuras 10.3 y 10.4).

Al comparar los niveles del factor fuente de P observados en cada área de cada subcuenca y para cada uno de los períodos, con los niveles registrados en los ríos en cada tramo de los mismos, se observan ciertas similitudes en los dos períodos estudiados. Así, en Rego de Abellas los niveles de menor calidad del agua (valores de MRP más elevados) se obtienen en los puntos de muestreo 6 y 7 en el primer período y en los puntos 6, 7 y 8 en el segundo período. Es en estos dos últimos puntos de muestreo del segundo período en los que se alcanzan los niveles de MRP más elevados de toda la cuenca de Fonte Espiño y Rego de Abellas. Los puntos donde los valores observados en el primer período en Rego de Abellas son más elevados coinciden con los datos del factor fuente de P, pues en el tramo medio del río el factor fuente refleja niveles medios y altos de riesgo, frente a los niveles bajos registrados en el resto de los tramos. Lo que no concuerda muy bien son los valores que alcanzan las concentraciones de MRP en el tramo final de Rego de Abellas, pues aunque con sus niveles del factor fuente dichas concentraciones deberían ser más elevadas, la calidad del agua es muy buena en todo el primer período de estudio (Figuras 10.3 y 10.4).

En el segundo período la concordancia de los valores de MRP y el factor fuente de P es similar a la observada en el primer período, puesto que donde había niveles medios del factor fuente ahora hay niveles altos, siendo los valores de concentración de MRP más elevados en el tramo medio del río. Con todo, la calidad de las aguas sigue siendo buena en todo el río, aunque ligeramente inferior a la observada en el primer período (Figuras 10.3 y 10.4).

Al igual que sucede para Rego de Abellas, en Fonte Espiño la calidad del agua es menor en el segundo período de estudio que en el primero, pues el porcentaje de muestras con niveles de concentración de MRP más elevados es mayor, lo que concuerda con los resultados del factor fuente de P, pues en Fonte Espiño en el segundo período se alcanzan niveles muy altos frente al primer período en el que los niveles nunca superan el nivel alto.

En los dos períodos hay un aumento en la calidad del agua a medida que nos desplazamos río abajo, lo que no concuerda con los niveles del factor fuente de P observados en este río, puesto que en el tramo medio y hacia el final del río los niveles del factor fuente oscilan entre medios y muy altos, fundamentalmente durante el segundo período (Figuras 10.3 y 10.4).

Donde se observa un comportamiento distinto en los dos períodos estudiados es en el punto de muestreo 1, que se ubica tras la confluencia de los dos ríos, pues la menor calidad del agua se produce en el primer período de estudio (al contrario que en los ríos Fonte Espiño y en Rego de Abellas). El que los valores de MRP sean bajos en el punto de muestreo 1, concuerda con los niveles bajos del factor fuente de P para este punto.

Figura 10.3.- Valores del factor fuente de P en el primer periodo estudiado y porcentaje de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de MRP para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño (derecha) y Rego de Abellas (izquierda).

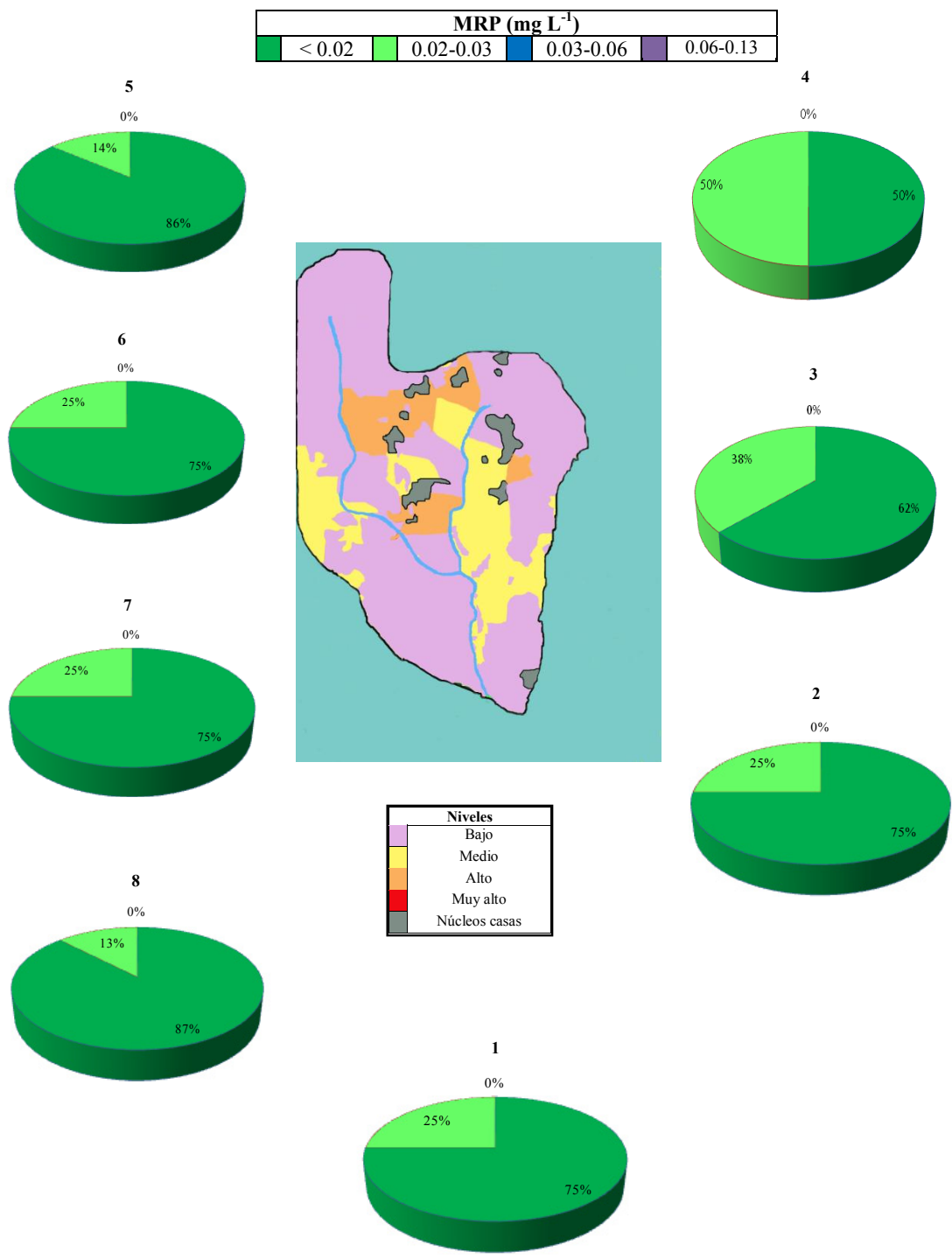
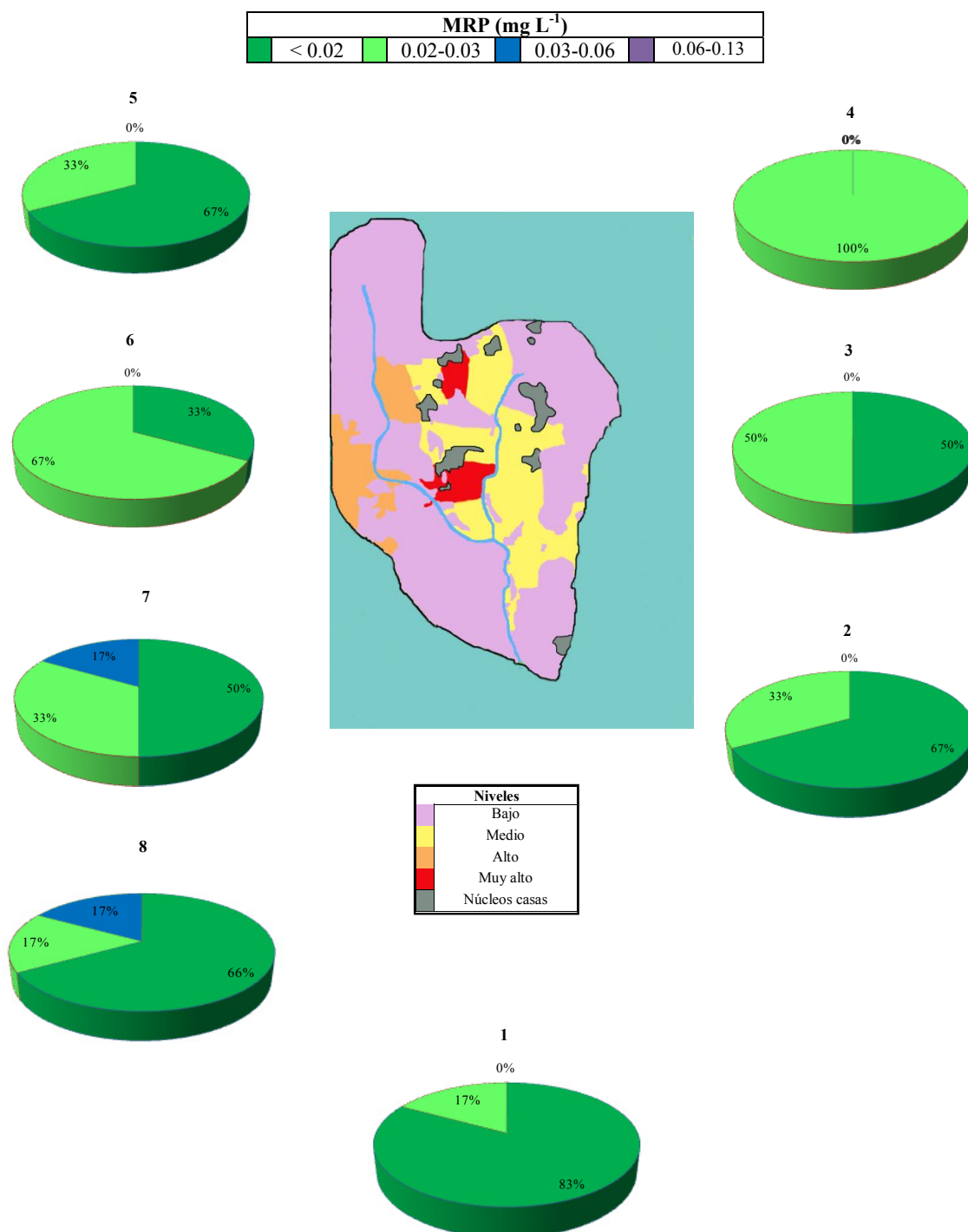


Figura 10.4.- Valores del factor fuente de P en el segundo periodo estudiado y porcentaje de muestras para las que se obtienen los distintos valores de concentración de MRP para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño (derecha) y Rego de Abellas (izquierda).



10.3. Aproximación cuantitativa para la validación del índice de fósforo

Una estimación más cuantitativa del índice diseñado se realizó comparando la información dada por el movimiento del P a lo largo de la cuenca con los valores del índice diseñado.

Para obtener la información sobre el movimiento del P fue necesario partir del conocimiento conjunto de las concentraciones de P (P total, MRP y PP), ya discutidas previamente, y del conocimiento de los caudales de ambos ríos (Fonte Espiño y Rego de Abellas) en los diferentes puntos en los que se realizó el análisis del agua y a lo largo del tiempo. Desgraciadamente esa información sólo se pudo obtener (Enjo, comunicación personal) para el período marzo-julio 2002, por lo que los valores del índice y de los factores fuente y transporte que lo constituyen, se estimaron nuevamente considerando únicamente este período.

Por otra parte, y de acuerdo con el *VSA hydrologic paradigm* (Sharpley *et al.*, 2008), se tuvo en cuenta la variación que tiene el índice durante el período agrícola tanto en lo referente al factor fuente como al factor transporte. Así, en lo referente al factor fuente, y dado que el estado del suelo varía en función del estado de crecimiento de la cosecha y de las fertilizaciones realizadas, se han considerado dos diferentes períodos: un período de marzo a mayo, en el que tiene lugar la mayor parte de las tareas agrícolas, y un período que abarca de junio a julio, en el que se produce tanto el crecimiento como la recogida de la cosecha. En cuanto al factor transporte se han realizado igualmente dos evaluaciones: una en la que se tiene en cuenta una climatología extrema (período de recurrencia de 10 años), para poder reflejar lo ocurrido durante el período de marzo a mayo durante el cual se produjeron intensos eventos de precipitación, y otra en la que se ha considerado una climatología normal para simular los riesgos que podrían producirse en el período junio-julio, en el que no hubo prácticamente eventos importantes de precipitación.

Para el período de estudio indicado, la información climatológica fue obtenida a partir del organismo público Augas de Galicia y esta información corresponde al observatorio situado en el cierre del embalse de Fervenza, a escasa distancia de la cuenca estudiada. Esa información nos indica que la precipitación total en la cuenca fue de 643 mm, distribuida de forma muy desigual a lo largo del período. Así, cayeron 559 mm (el 87 % de la precipitación) entre marzo y mayo, en donde hubo días en los que la precipitación llegó a suponer más de 60 mm. En cambio, la precipitación en junio y julio fue sólo de 84 mm (el 13 % del total caído) y con numerosos días en los que no hubo precipitación (Figura 10.5). Esta pauta de precipitaciones justifica, tal como se indicó antes, el cálculo del factor transporte, teniendo la variación del componente de la distancia: extremas precipitaciones con riesgo de inundación, para el período marzo-mayo, y precipitaciones ligeras o comportamiento de años normales, para el período junio-julio.

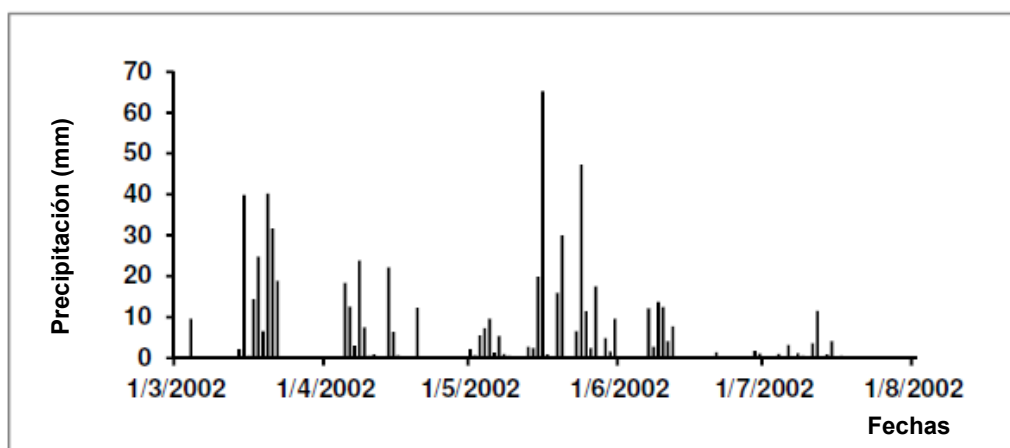


Figura 10.5.- Valores de precipitación durante el período de estudio.

La información hidrológica necesaria para completar el estudio fue proporcionada, igualmente, por Augas de Galicia. Así, el agua aportada por la cuenca al embalse entre marzo y julio supuso 2.88 km³. Su distribución a lo largo del período de estudio fue también irregular: el 80 % del agua se aportó entre marzo y mayo, mientras que el 20 % restante correspondió a junio y julio, distribución evidentemente regulada por la diferente climatología de ambos periodos. Del total de agua que aporta la cuenca estudiada al embalse, un 31 % fue aportado por la subcuenca de Fonte Espiño, mientras que la cuenca de Rego de Abellas aportó el 44 %, y el 25 % restante fue aportado por los terrenos y pequeños tributarios existentes entre la confluencia de los dos ríos anteriores y la unión al embalse. Hay que indicar que a finales del mes de julio, se secaron algunas de las fuentes que conforman el nacimiento de Fonte Espiño, con la lógica disminución del caudal de este río en el tramo superior de su cuenca.

El P total aportado al embalse, teniendo en cuenta los caudales y la concentración de P en el punto de muestreo 1 (el más cercano al embalse de todos los considerados), fue de 49 kg (expresado en P). Considerando la superficie de la cuenca (772 ha) la cifra anterior supone un aporte medio de 63.5 g de P ha⁻¹, durante los 5 meses que duró la experiencia. La mayoría del fósforo llegó al embalse como MRP (30.8 kg, 63 % del P total exportado), mientras que del PP únicamente se perdieron 18.2 kg de P (37 %) del total. Durante el período que comprende marzo, abril y mayo se perdió el 75 % del total del P perdido en todo el periodo de estudio; el 25 % restante se perdió en los meses de junio y julio, y en todos los momentos la relación entre MRP y PP exportados fue prácticamente constante.

El aforo periódico de los cauces y el control de las concentraciones de P total, MRP y PP en las aguas circulantes durante el período de estudio han permitido visualizar el movimiento del P a través de la cuenca y determinar qué áreas de la misma se comportan como exportadoras de P y cuáles como zonas sumidero, así como conocer las épocas del período estudiado en las que el P

movilizado fue mayor y que representarían los momentos de mayor riesgo ambiental. Evidentemente, esta información es la que se utilizará para contrastar la validez del índice de P diseñado.

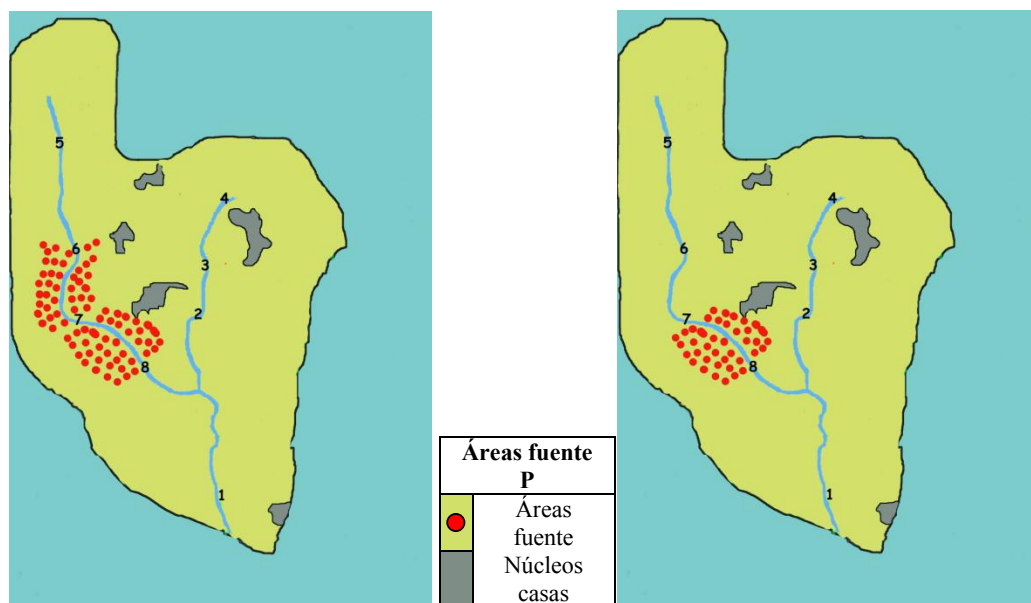
En general, las cantidades de P transportadas (tanto de MRP como de PP) se incrementan en ambos cursos, Fonte Espiño y Rego de Abellas, a medida que nos acercamos a su unión, aunque en algunos momentos se aprecian disminuciones, aguas abajo, del P aportado. Estas disminuciones indican, bien que los caudales se incrementaron mucho con aguas de menor concentración (efecto de dilución) o bien que hay zonas dentro del cauce que actúan como sumideros del P transportado. Las disminuciones son más corrientes en el tramo entre la confluencia de Rego de Abellas y Fonte Espiño y el punto de unión al embalse (zona C de la cuenca). En esta zona, topográficamente muy llana, hay tendencia a que se deposite P particulado, ya que se observa una fuerte disminución frente al aportado por ambos ríos. No ocurre lo mismo con el MRP, fracción de la cual sólo en un muestreo quincenal se observó en este tramo una disminución respecto a las cantidades aportadas por Rego de Abellas y Fonte Espiño.

Por término medio, es el cauce de Rego de Abellas quien aporta la mayor parte del MRP que llega al embalse (41 %), correspondiendo el 29 % a Fonte Espiño y el 30 % restante a la zona de la cuenca que drena después de la confluencia, porcentaje este último que es prácticamente constante a lo largo de todo el período de estudio. Por el contrario, no son constantes los aportes de los dos ríos durante todo este período, ya que hay diferencias apreciables entre los dos períodos considerados. Así, en el período marzo-mayo Rego de Abellas aportó el 44 % y Fonte Espiño el 26 % del total de MRP perdido. En junio-julio Fonte Espiño incrementó su aporte hasta el 32 % del total perdido entre esas fechas, mientras que Rego de Abellas lo disminuyó al 38 %. En otras palabras, durante este segundo período la cuenca de Fonte Espiño exportó más MRP por unidad de superficie que la cuenca de Rego de Abellas.

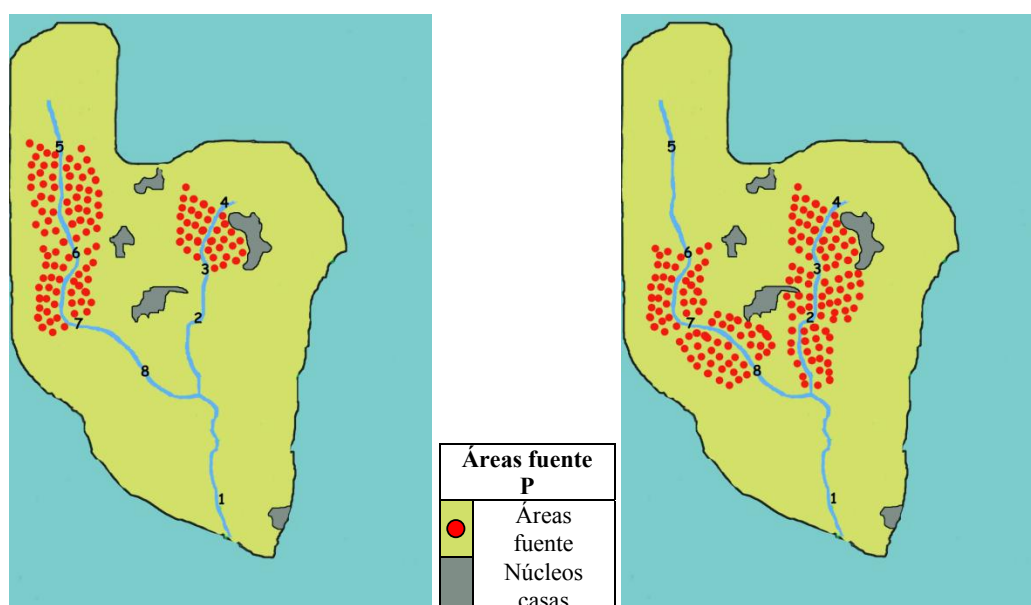
El control detallado de las variaciones del P transportado entre puntos de muestreo consecutivo permite visualizar con detalle qué zonas de la cuenca actúan como sumideros o fuentes de P y en qué épocas del año (Mapas 10.6, 10.7 y 10.8). Así, con respecto al MRP, el área fuente de esta forma de P se localiza fundamentalmente en los terrenos que drenan al tramo central de la cuenca de Rego de Abellas (durante marzo-mayo) y los que constituyen el tramo final de la misma (entre los puntos de muestreo 7 y 8), durante todo el período estudiado. Fonte Espiño tiende a comportarse como sumidero, mientras que la confluencia tiende a ser conservativa, esto es, tiende a no modificar la concentración del MRP que le aportan ambos ríos (Mapa 10.6). Con respecto al PP todos los tramos de ambos ríos tienden a ser áreas fuente: Rego de Abellas durante todo el período estudiado y Fonte Espiño durante junio-julio, presentando la confluencia un carácter sumidero entre marzo y mayo y fuente entre junio y julio, siendo más importante cuantitativamente el primero de esos comportamientos en relación al segundo (Mapa

10.7). En otras palabras, que su comportamiento fundamental es actuar como un área sumidero para el P (Mapa 10.8).

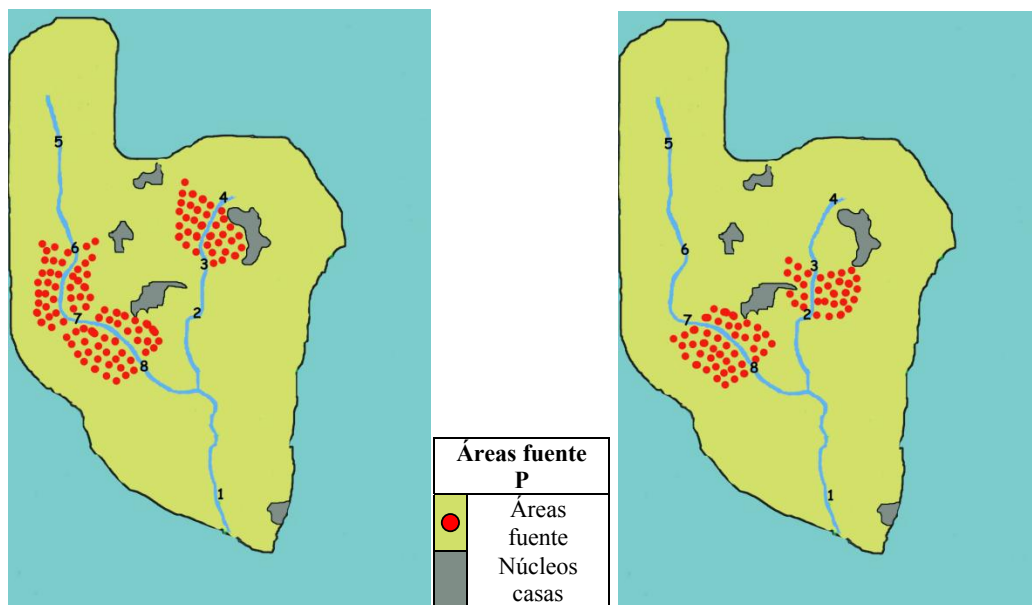
Mapa 10.6.- Distribución de las áreas que se comportan como fuente de MRP en los dos periodos estudiados (izquierda periodo 1 y derecha periodo 2) para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.



Mapa 10.7.- Distribución de las áreas que se comportan como fuente de P particulado en los dos periodos estudiados (izquierda periodo 1 y derecha periodo 2) para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.



Mapa 10.8.- Distribución de las áreas que se comportan como fuente de P total en los dos períodos estudiados (izquierda período 1 y derecha período 2) para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

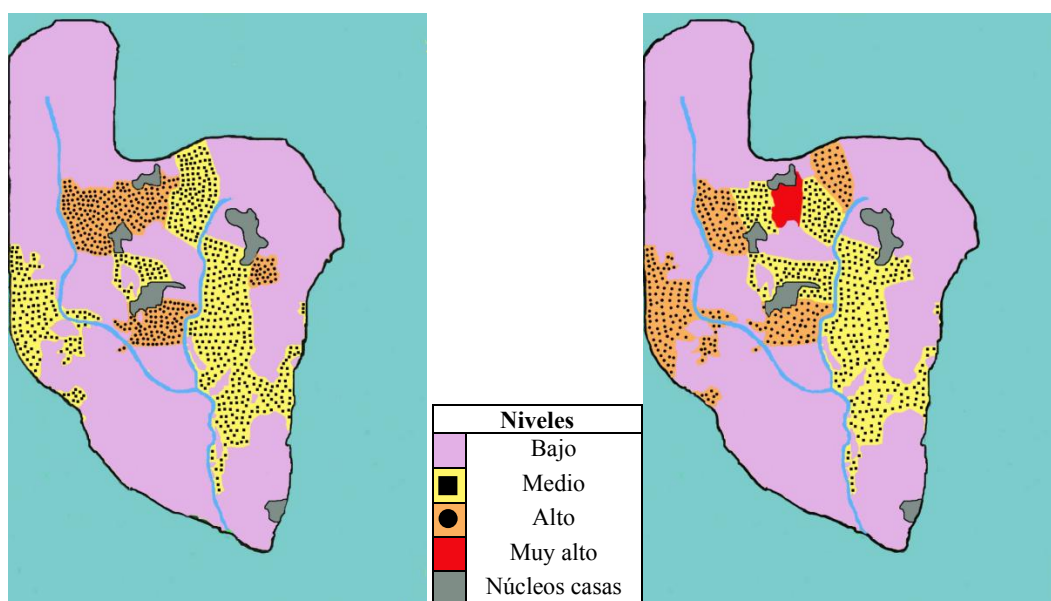


En cuanto a la estimación del índice de P durante el período de estudio, hay que recordar que tanto para el factor fuente como para el factor transporte se hicieron dos diferentes estimaciones en función de la influencia de las labores de manejo y la fertilización (que afectan al factor fuente) y de la climatología (que afecta al factor transporte). Para el factor fuente las estimaciones se establecieron en función de las labores agrícolas: la correspondiente a marzo-mayo (suelos agrícolas con mayor nivel de fertilización) y la correspondiente al período junio-julio (época de siega y ensilado de la hierba, en la que se paralizan las fertilizaciones). Para el factor transporte, la climatología incide sobre el peso de la distancia del suelo al curso del agua, que puede modificarse si se producen inundaciones en las áreas cercanas a los cauces. Debido a ello, la división del período de estudio para la estimación del factor transporte fue coincidente con la realizada para el factor fuente: mayo-junio, para la estimación correspondiente a los años de climatología con intensos eventos de precipitación, y junio-julio, para representar la climatología de años normales. Por lo tanto, para el período marzo-julio habrá dos estimaciones del índice de P: marzo-mayo (donde se combina el factor fuente de suelos fuertemente fertilizados con el factor transporte de años de climatología severa) y junio-julio (factor fuente de suelos escasamente fertilizados, factor transporte de años de climatología normal).

Con respecto al factor fuente, en el área de la cuenca drenada por Rego de Abellas la mayor parte de los suelos presentaron un nivel bajo en todo el período de estudio, a excepción de algunos terrenos que presentaron niveles altos durante todo el período de estudio o niveles medios durante el segundo de los períodos (Mapa 10.9). En la superficie drenada por Fonte Espiño, el

factor fuente fue más elevado que en Rego de Abellas, alcanzando pequeñas áreas puntuales niveles altos en el primer período y niveles muy altos en el segundo período, mientras que zonas más extensas mantuvieron niveles medios y bajos a lo largo de todo el período de estudio (Mapa 10.9). Finalmente en la zona entre la confluencia de ambos ríos y hasta el embalse, los niveles de factor fuente fueron bajos durante todo el período de estudio (Mapa 10.9).

Mapa 10.9.- Valores resultantes del factor fuente en los dos períodos estudiados (izquierda período 1 y derecha período 2) para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.



En lo que respecta al factor transporte, en el área drenada por Rego de Abellas el factor transporte en años normales presenta valores bajos, pero en años con inundaciones se eleva mucho su valor en la mayor parte de la cuenca (Tabla 10.7). En el área drenada por Fonte Espiño, el valor de este factor en años normales es bajo en la mayor parte de la cuenca, exceptuando algunos puntos que lo presentan alto y algunas zonas amplias con valores medios (Tabla 10.7), pero en años con eventos de precipitación intensos gran parte de la cuenca presenta niveles altos e, incluso, muy altos (Tabla 10.7). Finalmente, el tramo donde ambos cauces se unen en un curso único presenta niveles bajos en cualquier situación, a excepción de las áreas más cercanas al cauce en las que el factor transporte presenta valores medios.

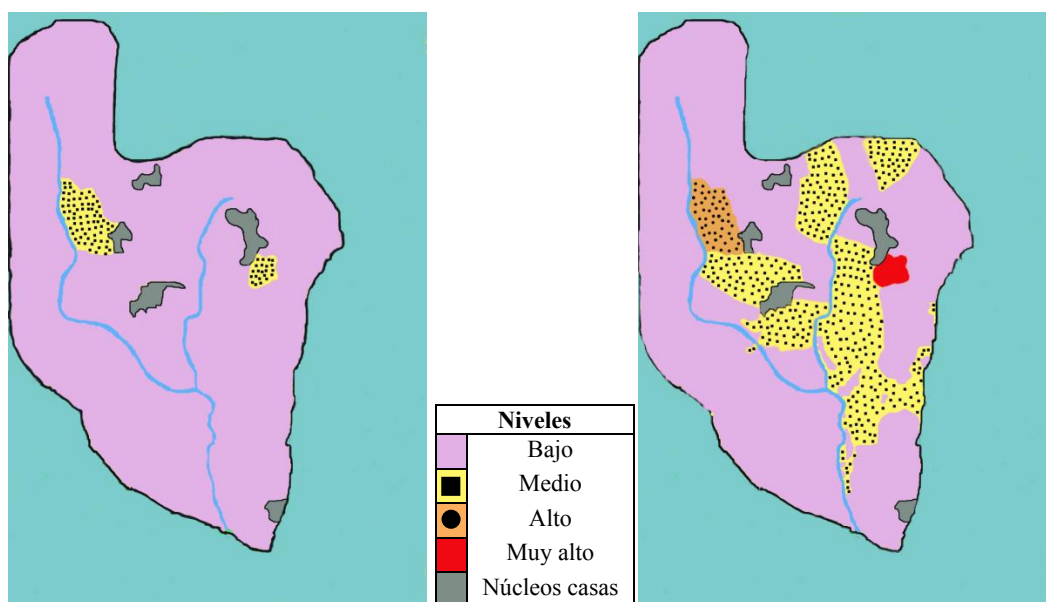
Tabla 10.7.- Valores resultantes del factor transporte en los dos periodos estudiados para periodos de retorno de 1 y 10 años, para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.

	<i>Punto de muestreo</i>	Factor transporte 1 año	Factor transporte 10 años
Zona A	1	0.3	0.4
	2	0.3	0.4
	3	0.1	0.1
	35	0.1	0.2
	36	0.1	0.1
	<i>Valor medio</i>	<i>0.2</i>	<i>0.2</i>
Zona B	17	0.1	0.2
	18	0.1	0.3
	19	0.1	0.2
	20	0.1	0.4
	21	0.2	0.5
	23	0.2	0.5
	24	0.2	0.3
	26	0.1	0.1
	27	0.3	0.5
	28	0.1	0.2
	34	0.1	0.3
	<i>Valor medio</i>	<i>0.1</i>	<i>0.3</i>
Zona C	4	0.1	0.2
	5	0.2	0.4
	6	0.1	0.3
	7	0.1	0.1
	8	0.1	0.4
	9	0.1	0.5
	10	0.3	0.5
	11	0.3	0.4
	12	0.3	0.5
	13	0.1	0.3
	14	0.4	0.7
	15	0.2	0.4
	16	0.1	0.4
	22	0.1	0.1
	25	0.5	0.9
	29	0.1	0.1
	30	0.2	0.4
	31	0.2	0.4
	32	0.3	0.5
	33	0.1	0.4
	<i>Valor medio</i>	<i>0.2</i>	<i>0.4</i>

Teniendo en cuenta la información proporcionada por ambos factores, en el Mapa 10.10 se presenta la distribución de las áreas con diferente calificación del índice de P obtenida teniendo en cuenta la información proporcionada por ambos factores, en los que se representa el índice de P correspondiente al periodo de retorno de 1 año en el segundo periodo de estudio y para el

período de retorno de 10 años en el primer período de estudio teniendo en cuenta las precipitaciones que se producen durante estas fechas. En la zona que drena el cauce común el índice es bajo en cualquier circunstancia y momento del año. En la cuenca de Rego de Abellas el índice toma valores bajos en la mayor parte de la misma, a excepción de algunos puntos que presentan niveles medios y altos, sobre todos en los años en los que se producen fuertes precipitaciones. En la superficie drenada por Fonte Espiño, en años normales el índice de P es medio a excepción de áreas con niveles altos o muy altos, mientras que en años con lluvias intensas el índice toma valores altos en más puntos (Mapa 10.10).

Mapa 10.10.- Valores resultantes del índice de P para el período de retorno de 1 año en el segundo período de estudio (izquierda) y para el período de retorno de 10 años en el primer período de estudio (derecha), para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas.



A partir de toda esta información puede deducirse que durante todo el período de estudio la cuenca actuó de manera global como fuente de P, aunque las cantidades evacuadas al embalse no pueden considerarse elevadas. Así, por término medio, durante los 5 meses de marzo a julio las pérdidas de TP supusieron 63.5 g ha^{-1} , valor considerado como normal para terrenos forestales y muy inferior a los valores indicados para muchas cuencas dominadas por suelos de cultivo (Johnes, 1996; Johnes *et al.*, 1998; Alexander *et al.*, 2002). Presentan estas pérdidas, además, un rasgo que es característico de las pérdidas de P por suelos forestales como es el hecho de que la proporción de MRP movilizado (por término medio un 63 %) sea superior al porcentaje de PP (37 %). Es evidente que dado que una gran parte de la zona está dedicada a pastizales fertilizados, para los cuales se indican patrones de pérdidas de P diferentes (Haygarth y Jarvis, 1999; Hart *et al.*, 2004), este resultado medio deba considerarse una simplificación del proceso de pérdida de P.

Por otra parte, el análisis detallado de concentraciones y caudales a lo largo del período de estudio en el punto de la cuenca más cercano al embalse pone de manifiesto que hay momentos en los que el PP transportado por las aguas llega a ser porcentualmente más importante que el MRP. Estos sucesos tienden a ocurrir en aquellos períodos en los que se producen elevadas precipitaciones y hay que tener en cuenta que durante el estudio se produjeron eventos de precipitación superiores a 65 L una vez, entre 40-65 L en 3 ocasiones, y entre 20-40 L en 4 ocasiones. De todas maneras, esa relación entre precipitación y movilización del PP no es tan sencilla, ya que también parece influir el grado de humedad previo (antecedente de humedad que tenía el suelo), ya que si antes del evento había pasado un periodo sin apenas precipitación la influencia del evento de precipitación sobre la movilización del P se atenúa mucho. Esta influencia de la humedad previa en las pérdidas de PP ha sido también indicada por otros investigadores (Pote *et al.*, 1999) e, incluso, introducida en el cálculo del factor transporte del índice P (Mallarino *et al.*, 2002; Wolfe *et al.*, 2005).

El análisis de las cantidades de P que pasan por cada uno de los puntos de muestreo de las aguas a lo largo del período de estudio y su transformación en P perdido por unidad de superficie de la cuenca drenada hasta ese punto (Tablas 10.8 y 10.9), permite poner en evidencia varios hechos importantes. Por un lado, la mayor parte del MRP que se pierde hacia el embalse se mueve por Rego de Abellas (41 % del total perdido en la cuenca, por término medio), a pesar de que en esta cuenca dominan los terrenos forestales. La razón de ese elevado porcentaje se debe, más que a la existencia de mayores concentraciones en las aguas, al mayor caudal que tiene Rego de Abellas frente a Fonte Espiño.

Tabla 10.8.- Rango de concentración de las diferentes formas de P (TP, MRP y PP) transportado para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas durante el primero (1) y el segundo (2) periodos de estudio.

P concentración ($\mu\text{g L}^{-1}$)							
	Punto de muestreo	TP		MRP		PP	
		1	2	1	2	1	2
Fonte Espiño	4	12-38	15-17	7-9	11-15	2-20	2-4
	3	9-53	17-44	3-23	12-19	6-40	1-32
	2	5-54	13-25	3-17	10-17	2-37	3-8
Rego de Abellas	5	0-85	11-23	0-9	8-19	0-77	1-4
	6	6-41	11-23	0-9	8-19	0-77	1-4
	7	9-27	12-25	1-17	9-16	1-21	2-9
	8	5-24	16-40	3-18	10-27	1-11	1-11
Confluencia	1	4-30	17-24	2-19	11-18	0-11	3-13

Tabla 10.9.- Rango de cantidades de las diferentes formas de P (TP, MRP y PP) transportado por hectárea y día para cada uno de los puntos de muestreo en las subcuencas de Fonte Espiño y Rego de Abellas durante el primero (1) y el segundo (2) periodos de estudio.

P perdido por unidad de superficie (mg P ha ⁻¹ día ⁻¹)							
	Punto de muestreo	TP		MRP		PP	
		1	2	1	2	1	2
Fonte Espiño	4	357-2357	0-571	286-1286	0-500	143-1071	0-143
	3	236-3245	255-400	82-2409	236-309	164-2364	9-36
	2	112-1980	250-413	66-1219	179-276	41-1162	15-87
Rego de Abellas	5	106-1487	274-345	106-920	195-274	0-699	9-71
	6	142-689	217-307	80-542	193-288	61-369	5-38
	7	231-1273	215-269	83-653	161-207	37-992	8-91
	8	97-863	206-381	59-628	91-197	34-344	13-113
Confluencia	1	74-1152	180-421	36-624	154-195	36-721	26-229

Durante el período de junio a julio, y aunque nunca llega a ser mayoritario, se incrementa el aporte a través de Fonte Espiño (pasa de representar su contribución el 25 % durante el período marzo a mayo hasta un 32 % en junio-julio), sugiriendo un mayor paso del fósforo de los suelos de la zona (mayoritariamente pastizales) a las aguas, quizás como consecuencia de que los sucesivos cortes de la hierba dejan los suelos parcialmente desprotegidos y permiten una mayor interacción entre el suelo y el agua, permitiendo la desorción de las formas más lábiles de P (Sharpley, 1985, Torbert *et al.*, 2002). Por otro lado, a medida que nos desplazamos río abajo por cualquiera de los dos que constituyen la cuenca, sólo se aprecian incrementos en las cantidades de MRP movilizado por unidad de superficie en momentos y áreas muy puntuales. Únicamente puede indicarse una ligera tendencia a ser área fuente de esta forma de P (es decir zonas en las que se ha incrementado con respecto al anterior punto de muestreo la cantidad de P perdido por unidad de superficie drenada) los terrenos cercanos a la confluencia de ambos ríos, durante la primera parte del estudio, y el tramo común (esto es, desde la confluencia hasta el embalse) en la segunda época. En cualquier caso, se trata de extensiones muy limitadas en relación a la extensión total. En otras palabras, no parece haber una movilización importante de esta forma de P y, además, todas las áreas de la cuenca se comportan de forma muy similar sin existir una influencia clara del uso del suelo. Se podría decir, por tanto, que las concentraciones de MRP medidas representan un nivel de fondo y que la fertilización de las zonas pratenses no modifica demasiado dicho nivel.

El comportamiento del PP, junto al del TP (fósforo total en el agua), es mucho más complicado que el descrito para el MRP y muestra la presencia tanto de áreas fuente como de áreas de deposición o sumidero, de tal manera que mucho del PP erosionado de los suelos no llega

al embalse y queda depositado en el fondo del cauce. Esta sedimentación dentro del cauce se realiza básicamente en el tramo común de ambos ríos. Tal como se indicó anteriormente, los sedimentos muestreados en el punto más cercano a la unión con el embalse (Punto 1) muestran un enriquecimiento en fracciones finas y en el porcentaje de P asociado a las mismas (Tabla 8.32 sección Resultados cuenca). El carácter sumidero de este tramo podría estar asociado a la disminución de pendiente del río (generada por la presencia del embalse que allanó el nivel de base), que causa una disminución de velocidad del flujo de agua y la consiguiente pérdida de competencia de transporte. De todas maneras, esa sedimentación de partículas ricas en P no parece plantear problemas de generación de una mayor cantidad de MRP a partir de la solubilización del fosfato que transportan. El diagrama de fases (Figura 8.10) muestra que la especie fosfato en equilibrio es un fosfato de solubilidad intermedia entre la del FA (flúor-apatito) y la del HA (hidroxi-apatito), es decir, fosfatos similares a los naturales y con solubilidad relativamente baja a los valores de pH de las aguas circulantes por lo que, a menos que las aguas sufriesen una disminución de su pH, no habría que esperar la solubilización del P contenido en dichos sedimentos. Esta ausencia de solubilización se constata, además, porque las aguas que pasan por el tramo final de la cuenca en ningún momento muestran concentraciones de MRP sustancialmente diferentes a las presentes en otros puntos.

La comparación entre las áreas fuente de fósforo (obtenidas a través del movimiento del P perdido por la cuenca) y la información proporcionada por el índice de P (o por los dos factores que constituyen el mismo) pone de manifiesto determinados hechos. Por un lado, existe una correspondencia bastante buena entre la información proporcionada por el factor fuente (tanto durante el período marzo-mayo como durante el período junio-julio) y las áreas que aportan P a los cursos de agua. Esta correspondencia pone en evidencia que los parámetros edáficos usados en la evaluación de este factor (P inorg bic, MRP desorbido, grado de saturación de P) pueden considerarse correctos, a pesar de que ninguno de ellos incluye implícitamente información relacionada con el PP. Posiblemente la predicción se podría mejorar con la inclusión de algún parámetro relacionado con el riesgo de liberación del PP, pero el problema que plantea esa inclusión consiste en transformar valores de desorción obtenidos en laboratorio en grados de riesgo cuantificables a nivel de campo, transformación necesaria para poder incluirlos en el cálculo del factor fuente. Los resultados de esta tesis ponen de manifiesto la necesidad de investigar en esa dirección.

En términos globales, la estimación del índice del P de la cuenca es concordante con las pérdidas de P medidas, ya que la calificación mayoritaria del terreno como de bajo riesgo de pérdida coincide con las bajas cantidades de P que llegan al embalse. Sin embargo, el estudio detallado de las calificaciones del índice para las distintas partes de la cuenca no está demasiado de acuerdo con la distribución de las áreas en las que se pierde mayor cantidad de P (ver Mapas 10.6, 10.7 y 10.8). Dado que el factor fuente está bastante de acuerdo con lo medido en el campo,

la falta de concordancia entre el índice de P y la información sobre el P en el suelo tiene que deberse a una estimación errónea del factor transporte. En otras palabras, el factor transporte calculado no parece apropiado a este nivel de estudio y en las condiciones de pérdida de P que aquí se producen, ni para los períodos de precipitaciones normales (junio-julio) ni para los períodos con fuertes eventos de precipitación (marzo-mayo). Aunque una gran parte de esa contradicción podría deberse al carácter sumidero de los cauces, sobre todo en la parte final de la cuenca, es evidente que se necesitaría un refinamiento en la evaluación de los parámetros que intervienen en la elaboración del factor transporte para poder discriminar diferentes intensidades del mismo dentro de una zona en la que el riesgo de pérdidas de P en general es bajo. Al igual que se indicó para el factor fuente, está clara la necesidad de seguir trabajando en esta dirección.

11.- CONCLUSIONES

11. Conclusiones

11.1. Sobre la influencia del uso del suelo en la dinámica del P

1) El efecto de los usos agrícola y pratense sobre las propiedades generales del suelo fue diferente en las dos áreas estudiadas. En el área de Fervenza, la utilización pratense de los suelos, tanto ligera como intensiva, modificó ligeramente el pH del suelo hacia valores menos ácidos y produjo importantes disminuciones en los contenidos de carbono y nitrógeno total del suelo. En el área de Portodemouros, el uso del suelo no modificó apreciablemente el pH de los suelos pero provocó una disminución del contenido en carbono total.

2) Los usos pratense con alta intensidad de manejo y agrícola de los suelos hacen que las propiedades del fósforo relacionadas con el parámetro cantidad se incrementen fuertemente en relación a las que presentan los suelos forestales, excepto en el caso del Ln de la ordenada de la isoterma de adsorción de Freundlich, para el que dichos usos provoca una disminución. Por lo tanto, los suelos dedicados a uso agrícola y pratense con alta intensidad de manejo se caracterizan por presentar, en relación a los suelos forestales, valores elevados de fósforo extraíble (tanto orgánico como inorgánico) mediante el reactivo Olsen, menor capacidad de adsorción de fósforo y mayores valores de los distintos índices del grado de saturación de fósforo.

3) Los valores de las diferentes propiedades del suelo que conforman el parámetro intensidad de fósforo (concentración de fósforo en la solución del suelo) se incrementan con la intensificación del uso del suelo. Por lo tanto, los suelos de cultivo y los prados fertilizados son, en ambas zonas de estudio, los que presentan el riesgo más elevado de desorción de fósforo, tanto de fósforo inorgánico soluble (MRP) como de fósforo particulado (PP).

4) Bajo cualquier uso del suelo, el parámetro intensidad es mayor en los suelos de Portodemouros que en los suelos de Fervenza, posiblemente debido a que en los suelos del área de Portodemouros el fósforo está menos fuertemente ligado al suelo debido a su menor cantidad de materia orgánica y de óxidos amorfos, y al menor número de posiciones capaces de adsorber fósforo. Por otra parte, el mayor riesgo de pérdida de fósforo particulado que presentan los suelos de Portodemouros en relación a los de Fervenza parece estar asociado con el menor contenido en materia orgánica de los primeros.

5) Para las dos áreas estudiadas, en los suelos forestales y en los prados de baja intensidad de manejo apenas se producen variaciones a lo largo del año en los parámetros ligados a la desorción del fósforo. Por el contrario, en los prados con alta intensidad de manejo y en los suelos de cultivo dichos parámetros oscilan con gran amplitud. Esto hace que en diferentes momentos a lo largo del año el riesgo de desorción del fósforo en estos últimos suelos sea muy

elevado. Hay que destacar que en los suelos dedicados a prado con alta intensidad de manejo los momentos de alto riesgo de desorción son debidos a la desorción mayoritaria de fósforo particulado, mientras que en los suelos de cultivo el alto riesgo de desorción está asociado a la liberación tanto del fósforo inorgánico soluble como del fósforo particulado.

6) El Análisis de Componentes Principales realizado con los valores de las propiedades generales de los suelos y los parámetros relativos al fósforo revela que, para ambas localizaciones, la variación entre las propiedades se resume fundamentalmente en la influencia de tres factores independientes: Un factor “de riesgo” de pérdida de fósforo, asociado al contenido en fósforo asimilable, al grado de saturación en fósforo y a la cantidad de P desorbible; un factor asociado al tamaño del complejo adsorbente de fósforo de los suelos, determinado fundamentalmente por el aluminio y por el hierro extraíbles, y un tercer factor asociado a la velocidad de transferencia del P del suelo al agua, que incluye los parámetros de la ecuación cinética.

7) A partir de la información obtenida en el análisis de componentes principales se concluye que el paso del uso forestal del suelo al uso agrícola o pratero con intensa fertilización supone un incremento del factor de riesgo y del factor de velocidad de transferencia del fósforo, así como una disminución del factor tamaño del complejo adsorbente.

11.2. Sobre el diseño de un índice de P en la cuenca Fonte Espiño – Rego de Abellas

8) La influencia del uso del suelo sobre las propiedades del suelo en la cuenca Fonte Espiño – Rego de Abellas es similar a la observada en los suelos de los alrededores del embalse de Fervenza: con los usos agrícola y pratero se obtienen valores altos para los parámetros cantidad e intensidad y, por lo tanto, un alto riesgo de desorción del fósforo, tanto soluble como particulado.

9) En general, las aguas de Fonte Espiño presentan, durante todo el período estudiado y para la práctica totalidad de los parámetros estudiados, valores de concentración más elevados que las aguas de Rego de Abellas. Estas mayores concentraciones posiblemente sean consecuencia del mayor porcentaje de tierras con uso agrícola o pratero intensivamente fertilizadas en la cuenca de Fonte Espiño que en la de Rego de Abellas.

10) En lo que respecta a la calidad de las aguas que drenan la cuenca Fonte Espiño – Rego de Abellas, la mayoría de los parámetros químicos determinados en estas aguas presentan los valores más bajos de concentración en los puntos próximos al nacimiento, aumentando gradualmente a lo largo del trayecto del río. Esto sugiere un progresivo aporte de compuestos desde los suelos de la cuenca al agua, como consecuencia de los procesos de erosión hídrica.

11) En ambos ríos (Fonte Espiño y Rego de Abellas) los valores de concentración de fósforo total (TP) y de fósforo inorgánico soluble (MRP) indican que se trata de aguas de alta calidad ecológica y que mayoritariamente se corresponden con niveles oligotrófico-mesotrófico. Esta calificación indicaría que, en general, hay una escasa transferencia del fósforo del suelo a las aguas. En ambos ríos, y para las dos formas de fósforo indicadas, las aguas de peor calidad se presentan en el curso superior, lo que sugiere que existen mecanismos internos en los cauces capaces de eliminar parte del fósforo transportado.

12) La granulometría de los sedimentos recolectados en el cauce de ambos ríos sugiere que los caudales tanto de Fonte Espiño como de Rego de Abellas son claramente erosivos, capaces de movilizar partículas de hasta 0.50 mm de diámetro. Por el contrario, el tramo común de ambos ríos antes de su entronque al embalse de Fervenza es deposicional, aunque la competencia de las aguas impide la retención en el lecho de partículas de diámetro inferior a < 0.10 mm. En ambos ríos, los sedimentos se comportan como sumideros del fósforo transportado por el caudal, tal como indica el incremento aguas abajo del contenido en fósforo del sedimento, tanto bruto como en cada de sus fracciones granulométricas.

13) El uso de un índice complejo de fósforo, basado en el propuesto por Gburek et al. (2000) para evaluar el riesgo de pérdida de fósforo en una cuenca de pequeña extensión y combinando la información de un factor fuente y de un factor transporte, parece ser una opción más apropiada para evaluar las pérdidas de fósforo desde el suelo al agua que la utilización de índices sencillos, tales como la relación entre el fósforo en el suelo y el fósforo en el agua. Los valores del índice complejo deducidos para los suelos de la cuenca Fonte Espiño - Rego de Abellas durante el período de crecimiento de las cosechas (marzo-agosto) concordaron razonablemente bien con los valores de concentración de las distintas formas de fósforo en los cursos de agua de la cuenca durante dicho período.

14) Mientras que la evaluación del factor fuente se muestra como aceptablemente fiable, sería necesario, para mejorar la eficacia del índice diseñado, refinar el procedimiento de evaluación del factor transporte. El adecuar su cálculo a cuencas de pequeña extensión y tener en cuenta no sólo el período de recurrencia de grandes avenidas sino también el efecto sumidero de los cauces podrían ser las vías que permitiesen una mejor evaluación del factor transporte.

12.- BIBLIOGRAFÍA

12. Bibliografía

- Aase, J.K., Bjorneborg, D.L., Westermann, D.T., 2001. Phosphorus runoff from two water sources on a calcareous soil. *Journal of Environmental Quality* 30, 1315–1323.
- Abou Nohra, J.S., Madramootoo, C.A., Hendershot, W.H., 2007. Modelling phosphate adsorption to the soil, Application of the non-ideal competitive adsorption model *Environmental Pollution* 149, 1-9.
- Abrams, M.M., Jarrel, W.M., 1992. Bioavailability index for phosphorus using ion exchange resin-impregnated membranes. *Soil Science Society of America Journal* 56, 1532–1537.
- Addiscott, T.M., Thomas, D., 2000. Tillage, mineralization and leaching, Phosphate. *Soil and Tillage Research* 53, 255-273.
- Adriano, D.C., Novak, L.T., Erickson, A.E., Woolcoot, A.R., Ellis, E., 1975. Effect of long-term disposal by spray irrigation of food processing wastes on some chemical properties of soil and surbsurface water. *Journal of Environmental Quality*. 4, 242- 248.
- Agencia Medioambiental Europea 2003. Europe's water, An indicatorbased asesment. European Environment Agency, Copenhagen.
- Ahuja, L. R., Sharpley, A. N., Yamamoto, M., Menzel, R. G., 1981. The depth of rainfall–runoff–soil interaction as determined by 32P. *Water Resources Research* 17, 969–974.
- Alexander, R.B., Elliott, A.H., Shankar, U., McBride, G.B., 2002. Estimating the sources and sinks of nutrients in the Waikato Basin. *Water Resources Research* 38, 1268-1280.
- Alfaro, M.P., 2004. Estudio de los procesos de contaminación difusa y de los riesgos de eutrofización en los embalses de Portodemouros (cuenca del Ulla) y Fervenza (cuenca del Xallas). Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.
- Allen, B. L., Mallarino, A. P., 2006. Relationships between extractable soil phosphorus and phosphorus saturation after long-term fertilizer or manure application. *Soil Science Society of America Journal* 70, 454–463.
- Allen, B. L., Mallarino, A. P., Klatt, J. G., Baker, J. L., Camara, M., 2006. Soil and surface runoff phosphorus relationships for five typical USA midwest soils. *Journal of Environmental Quality* 35, 599–610.
- Amer, F., Bouldin, D.R., Black, C.A., Duke, F.R., 1955. Characterisation of soil phosphorus by anion exchange resin adsorption and P32 equilibrium. *Plant and Soil* 151, 143-146.
- Andersen T., Andersen F.Ø., 2006. Effects of CO₂ concentration on growth of filamentous algae and *Littorella uniflora* in a Danish softwater lake. *Aquatic Botany* 84, 267-271.
- Andersen, H.E., Kronvang, B., 2006. Modifying and evaluating a P index for Denmark. *Water, Air, Soil Pollution* 174, 341–353.
- Anderson, G., Arlidge, E.Z., 1962. The adsorption of inositol phosphates and glycerophosphate by soil clays, clay minerals and hydrated sesquioxides in acid media. *Journal of Soil Science* 13, 216-224.
- Andraski, B.J., Mueller, D.H., Daniel, T.C., 1985. Phosphorus losses in runoff as affected by tillage. *Soil Science Society of America Journal* 49, 1523–1527.
- Andraski, T.W., Bundy, L.G., 2003. Relationship between phosphorus levels in soil and in runoff from corn production systems. *Journal of Environmental Quality*. 32, 310–316.
- Angle, J.S., McClung, G., McInthosh, M.S., Thomas, P.M. y Wolf, D.C., 1984. Nutrinent losses in runoff from conventional and no-till corn watersheds. *Journal of Environmental Quality* 13, 131-135.

- APHA-AWWA-WPCF., 1992. Métodos normalizados para el análisis de aguas potables y residuales. Ed. Díaz de Santos, 1816 p.
- Applet, H., Coleman, N. T., Pratt, P.F., 1975. Interactions between organic compounds, minerals and ions in volcanic-ash-derived soils. II. Effects of organic compounds on the adsorption of phosphate. *Soil Science Society of America Journal* 39, 628-630.
- Arheimer, B., Brandt, M., 1998. Modelling nitrogen transport and retention in the catchments of Southern Sweden. *Ambio* 27, 471-480.
- Arnold, J.G., Allen, P.M., Bernhardt, G., 1993. A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology* 142, 47-69.
- Arnold, J.G., Williams, J.R., Nicks, A.D., Sammons, N.B., 1990. SWRRB - A Basin Scale Simulation Model for Soil and Water Resources Management. Texas A&M University Press, College Station.
- Arzuaga, S.A., Fernández López, C., Dalurzo, H. C., Vazquez, S., 2005. Fósforo total, fósforo orgánico y fosfatasa ácida, en Entisoles, Alfisoles y Vertisoles de Corrientes con diferentes usos agrícolas. Universidad Nacional del Nordeste. Comunicaciones Científicas y Tecnológicas. Resumen, A-066.
- Aubertin, G.M., Patrick, J.H., 1974. Water quality after clear-cutting a small watershed in W Virginia. *Journal of Environmental Quality* 3, 243- 249.
- Auerswald, K., Kainz, M., Fiener, P., 2003. Soil erosion potential of organic versus conventional farming evaluated by USLE modelling of cropping statistics for agricultural districts in Bavaria. *Soil Use and Management* 19, 305-311.
- Bach, M., Frede, H.G., 1998. Agricultural nitrogen, phosphorus and potassium balances in Germany – Methodology and trends 1970 to 1995. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 161, 385-393.
- Baker, J.L., Campbell, K.L., Johnson, H.P., Handway, J.J., 1975. Nitrate, phosphorus and sulfate in subsurface drainage waters. *Journal of Environmental Quality* 4, 406- 412.
- Bara Temes, S., 1986. “Solos, interpretación físico-química”. Cátedra de Química Xeral e Agrícola, E.U.I.T.A. Lugo.
- Bardgett, McAlister, E., 1999. The measurement of soil fungal, bacterial biomass ratios as an indicator of ecosystem self-regulation in temperate meadow grasslands, *Biology and Fertility of Soils* 29, 282-290.
- Barraclough, P., 2003. P nutrition of winter oilseed rape. Topic Sheet No. 67. London.
- Barrow, N. J., 1983. On the reversibility of phosphate sorption by soils. *Journal of Soil Science* 34, 751-758.
- Barrow, N.J., 1978. The description of phosphate adsorption curves. *Journal of Soil Science* 29, 447- 462.
- Barrow, N.J., 1979. Three effects of temperature on the reactions between inorganic phosphate and soil. *Journal of Soil Science* 30, 271-279.
- Barrow, N.J., 1983. A mechanistic model for describing the sorption and desorption of phosphate by soils. *Journal of Soil Science* 34, 733-750.
- Barrow, N.J., 1985. Reaction of anions and cations with variable-charge soils. *Advances in Agronomy* 38, 183-230.
- Barrow, N.J., 1990. Relating chemical processes to management systems. In *Phosphorus requirements for sustainable agriculture in Asia and Oceania*, a SCOPE UNEP symposium, Manila, Philippines. 6-10 Mar. 1989. IRRI LosBaiios, Philippines, pp. 199-209.

- Beasley, D.B., Huggins, L.F., & Monke, E.J., 1980. ANSWERS, A model for watershed planning. *Transactions of the ASAE*. 23, 938-944.
- Beauchemin, S., Simard, R.R., 1999. Soil phosphorus saturation degree, Review of some indices and their suitability for P management in Québec, Canada. *Canadian Journal of soil science* 79, 615-625.
- Beauchemin, S., 1996. Évaluation du risque de lessivage du phosphore dans les sols agricoles. Ph.D. thesis. Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique sur l'Eau. Ste-Foy, QC. 154 pp.
- Beauchemin, S., Simard, R. R., Cluis, D., 1996. Phosphorus sorption-desorption kinetics of soil under contrasting land uses. *Journal of Environmental Quality* 25, 1317-1325.
- Bechmann, M., Krogstad, T., Sharpley, A.N., 2005a. A phosphorus index for Norway. *Acta Agriculturae Scandinavica, Section Soil and Plant Science* 55, 205-213.
- Bechmann, M.E., Kleinman, P.J.A., Sharpley, A.N., Saporito, L.S., 2005b. Freeze-thaw effects on phosphorus loss in runoff from manured and catch-cropped soils. *Journal of Environmental Quality* 34, 2301-2309.
- Beegle, D.B., Weld, J.L., Gburek, W.J., Kleinman, P.J.A., Sharpley, A.N., Kogelmann, C., 2006. The Pennsylvania Phosphorus Index, Version 1. User Documentation Draft. Penn State College of Agricultural Sciences, Agricultural Research and Cooperative Extension Publication CAT UC180, University Park, Pennsylvania.
- Beek, J., 1979. Phosphate retention by soil in relation to waste disposal. Ph.D. Thesis, Landbouwhogeschool Wageningen, Wageningen, the Netherlands.
- Behrendt, H., Bach, M., Opitz, D., Pagenkopf, W.-G., Scholz, G., Wendland, F., 2003. Nutrient Emissions into River Basins of Germany on the Basis of a Harmonized. Procedure. Umweltbundesamt, Berlin, UBA-Texte 82.
- Behrendt, H., Bachor, A., 1998. Point and diffuse load of nutrients to the Baltic sea by river basins of North East Germany (Mecklenburg Vorpommern), *Water Science and Technology*, 38, 147-155.
- Behrendt, H., Huber, P., Kornmilch, M., Opitz, D., Schmoll, O., Scholz, G., Uebe, R., 2000. Nutrient Emissions into river basins of Germany. UBA-Texte 23/00, pp. 266.
- Bengston, L., Seuna, P., Lepisto, A., Saxena, R.K., 1992. Particle movement of melt water in a subdrained agricultural basin. *Journal of Hydrology* 135, 383-398.
- Berkheiser, V.E., Street, J.J., Rao, P.S.C., Yuan, T.L., 1980. Partitioning of inorganic orthophosphate in soil- water systems. *Critical Reviews in Environmental Control*. Octobre, 179- 224.
- Bhadoria, P.B.S., Kaselowsky, J., Claassen, N., Jungk, A., 1991. Phosphate diffusion coefficients in soil as affected by bulk density and water content. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 154, 53-57.
- Boardman, J., 1990. Soil erosion on the South Downs, a review. In, J. Boardman, I.D.L. Foster, J.A. Dearing Eds., *Soil erosion on agricultural land*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 87-105.
- Boischot, P., Coppenet, M., Hebert, J., 1950. The fixation of phosphoric acid on calcium carbonate in soils. *Plant and Soil*. 2, 311- 322.
- Bolan, N.S., Barrow, N. J., Posner, A.M., 1985. Describing the effect of time on sorption of phosphate by iron and aluminium hydroxides. *Journal of Soil Science* 36, 187-197.
- Bolinder, M., Angers, D., Gregorich, E., Carter, M., 1999. The response of soil quality indicators to conservation management. *Canadian Journal Soil Science* 79, 37-45.

- Bolinder, M.A., Simard, R.R., Beauchemin, S., MacDonald, K.B., 1998. Indicator of risk of water contamination, Methodology for the phosphorus component. Report No. 24. Agriculture and Agri- Food Canada.
- Bolt, G.H., 1979. Soil Chemistry B, Physico Chemical Models. Elsevier. New York.
- Boltz, D.F., Mellon, M.G., 1947. Determination of Phosphorus, Germanium, Silicon, and Arsenic by the Heteropoly Blue Method Analytical Chemistry 19, 8-73 DOI, 10.1021/ac60011a019.
- Borggaard, O.K., Jorgensen, S.S., Moberg, J.P., Raben-Lange, B., 1990. Influence of organic matter on phosphate desorption by aluminium and iron oxides in sandy soils. Journal of Soil Science 41, 443-449.
- Borggaard, O.K., Raben-Lange, B., Gimsing, A.L., Strobel, B.W., 2004. Influence of humic substances on phosphate adsorption by aluminium and iron oxides. Geoderma 127, 270-279.
- Börling, K., Otabbong, E., Barberis, E., 2001. Phosphorus sorption in relation to soil properties in some cultivated Swedish soils. Nutrient Cycling in Agroecosystems 59, 39-46.
- Börling, K., Otabbong, E., Barberis, E., 2004. Soil variables for predicting potential phosphorus release in Swedish noncalcereous soils. Journal of Environmental Quality 33, 99-106.
- Bowes, M.J., House, W.A., Hodgkinson, R.A., 2003. Phosphorus dynamics along a river continuum. Science of the Total Environment 313, 199-212.
- Brady, N.C., Weil, R.R., 1996. The Nature and Properties of Soils (11edn.). Prentice-Hall International (UK) Ltd, London.
- Bray, R.H., Kurtz, L.T., 1945. Determination of total, organic and available forms of phosphorus in soils. Soil Science 59, 39- 45.
- Breeuwsma, A., Reijerink, J.G.A., 1992. Phosphate-saturated soils, a “new” environmental issue. In ter Meulen, G.R.B., Stigliani, W.M., Salomons, W., Bridges, E.M., Imeson, A.C., eds. Chemical time bombs. Proc. of the European conference held in Veldhoven, published by the Foundation for Ecodevelopment, Hoofddorp, pp.79-85
- Breeuwsma, A., Silva, S., 1992. Phosphorus fertilisation and environmental effects in The Netherlands and the Po region (Italy). Report 57. DLO The Winand Staring Centre, Wageningen, The Netherlands.
- Breeuwsma, A., Schoumans, O.F., 1987. Forecasting phosphate leaching from soils on a regional scale. In, van Duijnboden, W., van Vaegeningh, H.G., (eds.) Proceedings of the International Conference on Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants, National Institute of Public Health and Environmental Hygiene. The Hague, pp 973- 981.
- Breeuwsma, A., 1973. Adsorption of ions on hamatite. Meded. Landbouwhogenschol Wageningen. 73- 1.
- Breeuwsma, A., Reijerink, J.G.A., Schoumans, O.F., 1990. Fosfaatverzadigde gronden in het Oostelijk, Centraal en Zuidelijk Zandgebied. Staring Centrum Wageningen, Rapport no. 68.
- Breeuwsma, A., Reijerink, J.G.A., Schoumans, O.F., 1995. Impact of manure on accumulation and leaching of phosphate in areas of intensive livestock farming. In Steele K., (ed.) Animal waste and the land-water interface. Lewis Publishers-CRC, New York, pp. 239-251.
- Breeuwsma, A., Wösten, J.M.H., Vleeshouwer, J.J., Van Slobe, A.M., Bouma, J., 1986. Derivation of land qualities to assess environmental problems from soil surveys. Soil Science Society of America Journal 50, 186-190.

- Breuer, L., Huisman, J.A., Keller, T., 2006. Impact of a conversion from cropland to grassland on C and N storage and related soil properties, Analysis of a 60-year chronosequence. *H-G. Frede Geoderma* 133, 6–18.
- Brigault, S., Ruban, V., 2000. External phosphorus load estimates and P-budget for the hydroelectric reservoir of Bort-Les-Orgues, France. *Water, Air, and Soil Pollution* 119, 91–103.
- Bromfield, S.M., Jones, O.L., 1972. The initial leaching of hayed-off pasture plants in relation to the recycling of phosphorus. *Australian Journal of Soil Research* 23, 811–824.
- Brookes, P., Hesketh, N., 1998. Developing an indicator to predict the risk of soil phosphorus movement in drainage water. In Foy, R.H., Dils, R., (eds.) *Practical and innovative measures for the control of agricultural phosphorus losses to water OECD Workshop Antrim, UK*, pp.16.
- Buczko, U., Kuchenbuch, R.O., 2007. Phosphorus indices as risk-assessment tools in the U.S.A. and Europe-a review. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 170, 445–460.
- Buczko, U., Bens, O., Hüttl, R.F., 2006. Tillage effects on hydraulic properties and macroporosity in silty and sandy soils. *Soil Science Society of America Journal* 70, 1998–2007.
- Bünemann, E.K., Steinebrunner, F., Smithson, P.C., Frossard, E., Oberson, A., 2004. Phosphorus dynamics in a highly weathered soil as revealed by isotopic labelling techniques. *Soil Science Society of America Journal* 68, 1645–1655.
- Burns, R.G., 1982. Enzyme activity in soil, location and a possible role in microbial ecology. *Soil Biology and Biochemistry* 12, 423–427.
- Burwell, R.E., Schuman, G.E., Heinemann, H.G., Spomer, R.G., 1977. Nitrogen and phosphorus movement from agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation* 32, 226–230.
- Burwell, R.E., Timmons, D.R., Holt, R.F., 1975. Nutrient transport in surface runoff as influenced by soil cover and seasonal period. *Proceedings of the Soil Science Society of America* 39, 523–528.
- Caraco, N.F., Cole, J.J. 1999. Human impact on nitrate export, An analysis using major world rivers. *Ambio* 28, 167–170.
- Carballas Fernández, T., Díaz-Fierros Viqueira, F., 1990. El purín de vacuno en Galicia. Caracterización, poder fertilizante y problemas ambientales. COTOP, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela.
- Carballas, T., Carballas, M., Jacquin, F., 1979. Biodegradation and humification of organic matter in humiferous atlantic soils. I Biodegradation. *Anales de Edafología y Agrobiología* 38, 1699–1717.
- Cardoso, E.J.B.N., Lambais, M.R., 1992. Aplicacoes práticas de micorrizas vesículo arbusculares (MVA). In *Microbiologia do Solo*. Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo. Campinas, Brasil.
- Castell, C., 1997. *Ecofisiologia de dues espècies rebrotadores mediterrànies, L'arboç (Arbustos unedo) i L'alzina (Quercus ilex)*. Institut d'Estudis Catalans. Barcelona.
- Castillo, A., Magaña, A., Pujadas, A., Martínez, L., Godínez, C., 2005. Understanding the interaction of rural people with ecosystems, A case study in a tropical dry forest of Mexico. *Ecosystems* 8, 630–643.
- Catt, J.A., Chambers, B.J., Farina, R., Harris, G.L., Hodgkinson, R., Howse, K.R., Quinton, J.N., 1998. Phosphorus losses from arable land in England. *Soil Use and Management* 14, 168–174.

- Chardon, W. J., 1994. Relationship Between Phosphorus Availability and Phosphorus Saturation Index. Report n° 19. DLO Research Institute for Agrobiology and Soil Fertility. Wageningen, The Netherlands, pp. 19.
- Chardon, W. J., Menon, R.G., Chien, S.H., 1996. Iron oxide impregnated filter paper (Pi test), A review of its development and methodological research. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 46, 41-51.
- Chardon, W.J., Oenema, O., del Castilho, P., Vriesema, R., Japenga, J., Blaauw, D., 1997. Organic phosphorus in solutions and leachates from soils treated with animal slurries. *Journal of Environmental Quality* 26, 372-378.
- Chardon, W.J., Schoumans, O.F., 2007. Soil texture effects on the transport of phosphorus from agricultural land in river deltas of Northern Belgium, The Netherlands and North-West Germany. *Soil Use Management* 23, 16-24.
- Chardon, W.J., van Faassen, H.G., 1999. Soil indicators for critical source areas of phosphorus leaching. *The Netherlands Integrated Soil Research Programme*, vol. 22. Wageningen, The Netherlands, 34 pp.
- Chien, S.H., 1977. Dissolution rates of phosphate rocks *Soil Science Society of America Journal* 41, 656-657.
- Chien, S.H., Clayton, W.R., McClellan, G.H., 1980. Kinetics of dissolution phosphate rocks in soils *Soil Science Society of America Journal* 44, 260-264.
- Chien, S.H., Clayton, W.R., 1980. Application of Elovich equation to the kinetics of phosphate release and sorption in soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 265-268.
- Christensen, B.T., 1992. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Advances in Soil Science* 20, 1-90.
- Coale, F., 2005. The Maryland phosphorus site index, An overview. *Soil Fertility Management Bulletin* 6. Publications Distribution Center, University of Maryland, College Park, Maryland, pp 4.
- Cole, C.V., Olsen, S.R., Scott, C.O., 1953. The nature of phosphate sorption by calcium carbonate. *Proceedings - Soil Science Society of America* 17, 352- 356.
- Colombo, C., Boundonno, A., Violante, A., Torrent, J., 1991. The contrasting effect of goethite and hematite on phosphate sorption and desorption by *Terre Rossa*. *Z. Pflanzenernähr Bodenkd* 154, 301-305.
- Conant, R.T., Paustian, K., Elliott, E.T., 2001. Grassland management and conversion into grassland, effects on soil carbon. *Ecological Applications* 11, 343-355.
- Condon, L.M., Goh, K.M., 1989. Molecular weight distribution of soil organic phosphorus under irrigated pasture in New Zealand. *Journal of Soil Science* 40, 873-878.
- Cook, M., 1998 . Reducing Water Pollution from Animal Feeding Operations. Testimony before Subcommittee on Forestry, Resource Conservation, and Research of the Committee on Agriculture, US House of Representatives, 13 May 1998. Available, http://www.epa.gov/ocirpage/hearings/testimony/105_1997_1998/051398.htm; accessed on April 14, 2007.
- Cooke, J.G., 1988. Sources and sinks of nutrients in a New Zealand hill pasture catchment, II. Phosphorus. *Hydrological Processes* 2, 123-133.
- Correll, D. L., 1998. The role of phosphorus in the eutrophication of receiving waters, A review. *Journal of Environmental Quality*. 27, 261-266.
- Cox, F.R., Hendricks, S.E., 2000. Soil test phosphorus and clay content effects on runoff water quality. *Journal of Environmental Quality*. 29, 1582-1586.

- Cross, A.F., Schlessinger, H.W., 1995. A literature review and evaluation of the Hedley fractionation, applications to the biogeochemical cycle of soil phosphorus in natural ecosystems. *Geoderma* 64, 197-214.
- Crouzet, P., Leonard, J., Nixon, S., Rees, Y., Parr, W., Laffon, L., 1999. Nutrients in European Ecosystems. European Environment Agency, Copenhagen.
- Csathó, P., Sisák, I., Radimsky, L., Lushaj, S., Spiegel, H., Nikolova, M.T., Nikolov, N., Čermák, P., Klir, J., Astover, A., Karklins, A., Lazauskas, S., Kapiński, J., Hera, Ch., Dumitru, E., Čuvardić, M., Bogdanović, D., Torma, S., Leskošek, M., Khristenko, A., 2007. Agriculture as a source of phosphorus for eutrophication in Central and Eastern Europe. *Soil Use and Management* 23, 36-56.
- Curtin, D., Syers, J.K., Bolan, N.S., 1992. Phosphate sorption by soil in relation to exchangeable cation composition and pH. *Australian Journal Soil Research* 31, 137-149.
- Cuttle, S.P., 1983. Chemical properties of upland peats influencing the retention of phosphate and potassium ions. *Journal of Soil Science* 34, 75-82.
- Czymmek, K.J., Ketterings, Q.M., Geohring, L.D., Albrecht, G.L., 2003. The New York Phosphorus Runoff Index. User's Manual and Documentation. CSS Extension Publication E03-13, pp. 64.
- Dalal, R.C., 1974. Desorption of soil phosphate by anion exchange resin. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 5, 531-538.
- Daverede, I.C., Kravchenko, A.N., Hoeft, R.G., Nafziger, E.D., Bullock, D.G., Warren, J.J., Gonzini, L.C., 2003. Phosphorus runoff, Effect of tillage and soil phosphorus levels. *Journal of Environmental Quality* 32, 1436-1444.
- Davidescu, D., Davidescu, V., 1982. Evaluation of fertility by plant and soil analysis. Ed. Abacus Press. London.
- de Blas Varela, E., 1990. Estudio de la interacción de fertilizantes fosfatados con los suelos de Galicia. Tesis Doctoral Universidad de Santiago de Compostela.
- de Blas Varela, E., Gil Sotres, F., Guitián Ojea, F., 1989 a. Las reacciones lentas del fósforo en suelos gallegos, 2. Variación de las isothermas de sorción con el tiempo de contacto. *Anales de Edafología y Agrobiología* 48, 343-355.
- de Blas Varela, E., Gil Sotres, F., Guitián Ojea, F., 1989 b. Las reacciones lentas del fósforo en suelos gallegos, 3. Experiencias de incubación, b Comparación de las técnicas Bray II, Olsen y Electroultrafiltración (EUF) para reflejar las variaciones con el tiempo en la extracción de fósforo. *Anales de Edafología y Agrobiología* 48, 825-838.
- De Haan, F.A.M., van Riemsdijk, W.H., 1986. Behaviour of inorganic contaminants in soil P. In Assink, J.W., van den Brink, W.J., (eds.) *Contaminated soil*. Nijhoff, Dordrecht, the Netherlands pp.19-32.
- De Smet, J., Hofman, G., Van Meirvenne, M., Vanderdeelen, J., Baert, L., 1996b. Variability of the phosphate saturation degree of the sandy loam soils in West-Flanders, Belgium. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 27, 1875-1884.
- De Smet, J., Hofman, G., Vanderdeelen, J., Van Meirvenne, M., Baert, L., 1996a. Phosphate enrichment in the sandy loam soils of West-Flanders, Belgium. *Fertilizer Research* 43, 209-215.
- DeCoursey, D.G., 1985. Mathematical models for nonpoint water pollution control, *Journal of Soil and Water Conservation* 40, 508-513.
- DeLaune, P. B., Moore Jr., P. A., Carman, D. K., Sharpley, A. N., Haggard, B. E., Daniel, T.C., 2004a. Development of a phosphorus index for pastures fertilized with poultry litter – Factors affecting phosphorus runoff. *Journal of Environmental Quality* 33, 2183-2191.

- DeLaune, P.B., Moore Jr., P.A., Carman, D.K., Sharpley, A.N., Haggard, B.E., Daniel, T.C., 2004b. Evaluation of the phosphorus source component in the phosphorus index for pastures. *Journal of Environmental Quality*. 33, 2192–2200.
- Deutsch, B., Wallace, B., Lee, J., Evenson, C., Johnson, J., Jenny, R., Wikoff, L., 2002. AGVISE Laboratories in Northwood, North Dakota and Benson Editorial.
- Díaz-Fierros, F., 1971. Contribución a la climatología agrícola gallega. University Press Santiago de Compostela.
- Díaz-Fierros, F., 1996. As Augas de Galicia. Consello da Cultura Galega, Santiago de Compostela.
- Díaz-Fierros, F., Villar, M.C., Gil, F., Leirós, M.C., Carballas, M., Carballas, T., Cabaneiro, A., 1987. Laboratory study of the availability of nutrients in physical fractions of cattle slurry. *Journal of Agricultural Science (Cambridge)* 108, 353–359.
- Dick, W.A., Tabatabai, M.A., 1987. Kinetics and activities of phosphatase-clay complexes. *Soil Science* 143, 5-15.
- Dils, R.M., Heathwaite, A.L., 1996. Phosphorus fractionation in hillslope hydrological pathways contributing to agricultural runoff. In: M. Anderson, S. Brookes_Eds., *Advances in hillslope processes*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester pp. 229-252.
- Djodjic, F., Bergström, L., 2005. Conditional phosphorus index as an educational tool for risk assessment and phosphorus management. *Ambio* 34, 296–300.
- Djodjic, F., Bergström, L., Ulén, B., Shirmohammadi, A., 1999. Mode of transport of surface-applied phosphorus-33 through a clay and sandy soil. *Journal of Environmental Quality* 28, 1273–1282.
- Djodjic, F., Börling, K., Bergström L., 2004. Phosphorus Leaching in Relation to Soil Type and Soil Phosphorus Content. *Journal of Environmental Quality* 33, 678–684.
- Doerge, T., Gardner, E.H., 1978. Soil testing for available P in southwest Oregon. In *Proc. 29th Annual Northwest Fertilizer Conference*. Beaverton, OR, pp. 143-152.
- Dojlido, J., Best, G.A., 1993. *Chemistry of water and water pollution*. Ellis Horwood. 363 pp.
- Dorado, J., Zancada, M., Almendros, G., Lopez-Fando, C., 2003. Changes in soil properties and humic substances after long-term amendments with manure and crop residues in dry land farming systems. *Plant Nutrition and Soil Science* 166, 31-38.
- Dorioz, J. M., Wang, D., Poulenard, J., Trevisan, D., 2006. The effect of grass buffer strips on phosphorus dynamics – A critical review and synthesis as a basis for application in agricultural landscapes in France. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 117, 4–21.
- Dunne, T., 1983. The relation of field studies and modelling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology* 65, 25-48.
- Duxbury, J.M., Peverly, J.H., 1978. Nitrogen and phosphorus losses from organic soils. *Journal of Environmental Quality* 7, 566- 570.
- Dyer, B., 1894. On the analytical determination of probably available mineral plant-food in soil, *Plant and Soil* 65, 115–129.
- EC, 1975. Directiva 75/440/CEE del 16 de junio de 1975 define la calidad requerida para las aguas superficiales destinadas a la producción de agua potable en los Estados miembros.
- EC, 2000. Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas
de
DOCE 327/L, de 22-12-00.

- EC, 2006. Directiva 2006/44/CE del Consejo, de 6 de septiembre de 2006, relativa a la calidad de las aguas continentales que requieren protección o mejora para ser aptas para la vida de los peces.
- Edwards, W.M., Owens, L.B., 1991. Large storm effects on total soil erosion. *Journal of Soil and Water Conservation* 46, 75-77.
- Ekholm, P., Krogerus, K., 2003. Determining algal-available phosphorus of differing origin, routine phosphorus analysis versus algal assays, *Hydrobiologia* 492, 29-42.
- Ekholm, P., 1994. Bioavailability of phosphorus in agriculturally loaded rivers in southern Finland. *Hydrobiologia* 287, 179-194.
- Ekholm, P., Turtola, E., Grönroos, J., Seuri, P., Ylivainio, K., 2005. Phosphorus loss from different farming systems estimated from soil surface phosphorus balance. *Agriculture, ecosystems & Environment* 110, 266-278.
- Elkhatib, E.A., Hern, J.L., 1988. Kinetics of phosphorus desorption from Appalachian soils. *Soil Science* 145, 222-229.
- Elliott, A.H., Tian, Y.Q., Rutherford, J.C., Carlson, W.T., 2002. Effect of cattle treading on interrill erosion from hill pasture, Modelling concepts and analysis of rainfall simulator data. *Australian Journal of Soil Research* 40, 963-976.
- Elwell, H.A., Stocking, M.A., 1976. Vegetal cover to estimate soil erosion in Rhodesia. *Geodema* 15, 61-70.
- Emmerling, C., Liebner, C., Haubold-Rosar, M., Katzur, J., Schröder, D., 2000. Impact of application of organic waste materials on microbial and enzyme activities of mine soils in the Lusatian coal mining region. *Plant and Soil* 220, 129-138.
- Evans, R., 1980. Mechanics of water erosion and their spatial and temporal controls, an empirical viewpoint. In Kirkby, M.J., Morgan, R.P.C., (eds.), *Soil erosion*. Chichester, Wiley, pp 109-128.
- Evans, R.L., Jurinak, J.J., 1976. Kinetics of phosphate release from a desert soil. *Soil Science* 121, 205-211.
- Evrendilek, G., Zhang, Q.H., Richter, E., 2004. Application of pulsed electric fields to skim milk inoculated with *Staphylococcus aureus*. *Biosystem Engineering* 87, 137-144.
- Fang, F., Brezonik, P.L., Mulla, D.J., Hatch, L.K., 2002. "Estimating runoff phosphorus losses from calcareous soils in the Minnesota River Basin". *Journal of Environmental Quality* 31, 1918-1929.
- Fardeau, J.C., Frossard, E., 1992. Processus de transformation du phosphore dans les sols de l'Afrique de l'Ouest semi-aride, Application au phosphore assimilable. In Tiessen, H., Frossari, E., (ed.) *Phosphorus cycles in terrestrial and aquatic ecosystems*. Regional workshop 4, Africa. Saskatchewan Inst. of Pedology, Saskatoon, pp. 108-128.
- Fardeau, J.C., Guiraud, G., Marol, C., 1996. The role of isotopic techniques on the evaluation of the agronomic effectiveness of P fertilizers. *Fertilizer Research* 45, 101-109.
- Fardeau, J.C., Morel, C., Boniface, R., 1988. Pourquoi choisir la méthode Olsen pour estimer le phosphore « assimilable » des sols? *Agronomie* 8, 577-584.
- Fassbender, H.W., 1969. Estudio del fósforo en suelos de América Central IV. Capacidad de fijación del P y su relación con las características edáficas. *Turrialba* 19, 497-505.
- Federico, A., Dickson, K., Kratzer, C., Davis, F., 1981. Lake Okeechobee water quality studies and eutrophication assessment. Technical publication 81, South Florida Water Management District, West Palm Beach, Florida, pp. 2.

- Field, C., Mooney, H.A., 1986. On the Economy of Plant Form and Function. Proceedings of the Sixth Maria Moors Cabot Symposium, 'Evolutionary Constraints on Primary Productivity, Adaptive Patterns of Energy Capture in Plants,' Harvard Forest.
- Fiener, P., Auerswald, K., 2003. Effectiveness of grassed waterways in reducing runoff and sediment delivery from agricultural watersheds. *Journal of Environmental Quality* 32, 927-936.
- Fleming, N.K., Cox, J.W., 1998. Nutrient losses off dairy catchments located on texture contrast soils. Carbon, phosphorus, sulphur and other chemicals. *Australian Journal of Soil Research* 36, 979-995.
- Fleming, N.K., Cox, J.W., 2001. Carbon and phosphorus losses from dairy pasture in South Australia, *Australian Journal of Soil Research* 39, 969-978.
- Follett, R.F., McConkey, B., 2000. The role of cropland agriculture for C sequestration in the Great Plains. In, *Proceedings of the Conference on Great Plains Soil Fertility* Vol 8, 1-15.
- Fortin, M.C., Rochette, P., Pattey, E., 1996. Soil carbon dioxide fluxes from conventional and no-tillage small-grain cropping systems. *Soil Science Society of America Journal* 60, 1541-1547.
- Fournier, F., 1972. Soil conservation. *Nature and Environment Series*, Council of Europe.
- Fox, R., Comerford, N.B., Mcfee, W.W., 1990. Phosphorus and aluminium release from a spodic horizon mediated by organic acids. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1763-1767.
- Fox, R.L., Benavides, S.T., 1974. El fósforo en Oxisoles. *Suelos Ecuatoriales* 6, 137- 175.
- Fox, R.L., Kamprath, E.J., 1970. Phosphate sorption isotherms for evaluating the phosphate requirements of soils. *Proceedings - Soil Science Society of America* 36, 902-907.
- Fox, R.L., Kamprath, E.J., 1970. Phosphate sorption isotherms for evaluating the phosphate requirements of soils. *Proceedings - Soil Science Society of America* 34, 902- 907.
- Fox, R.L., Kamprath, E.J., 1971. Adsorption and leaching of P in acid organic soils and high organic matter sand. *Proceedings - Soil Science Society of America* 35, 154- 156.
- Fox, T.R., Comerford, N.B., 1992. Rhizosphere phosphatase activity and phosphatase hydrolyzable organic phosphorus in two forested Spodosols. *Soil Biology and Biochemistry* 24, 579-583.
- Fraser, A.I., Harrod, T.R., Haygarth, P.M., 1999. The effect of rainfall on soil erosion and particulate phosphorus transfer from arable soils. *Water Science and Technology*, 39, 48-54.
- Freeman, J.S., Rowell, D.L., 1981. The adsorption and precipitation of phosphate onto calcite. *Journal of Soil Science* 32, 75-84.
- Frevert, R.K., Schawrab, G.D., Edminster, T.W., Barnes, K.K., 1955. *Soil and Water Conservation Engineering*. John Wiley and Sons Inc. New York.
- Frossard, E., Skrabal, P., Sinaj, S., Bangerter, F., Traoré, O., 2002. Forms and exchangeability of inorganic phosphate in composted solid organic wastes. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 62, 103-113.
- Frossard, E., Stewart, J.W.B., St Arnaud, R.J., 1989. Distribution and mobility of phosphorus in grassland and forest soils of Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science* 69, 401-416.
- Frossard, F.M., Brossard, M.J., Hedley, M.J., Metherell, A., 1995. Reactions controlling the cycling of P in soils. In, Tiessen, H., (ed.) *Phosphorus in the global environment, Transfers, cycles and management*. John Willey & Sons, New York, pp. 107-137.

- Fuentes Yagüe, J.L., 1990. El suelo y los fertilizantes. Servicio de Extensión Agraria. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (Eds, Mundi-prensa), España, pp. 61-63.
- García, R., 1999. Natural Resources Conservation Service Soil Conservationist & Water Quality Specialist.
- García-Rodeja Gayoso, I., 1994. Desorción del fósforo en suelos gallegos y su relación con el riesgo de contaminación de las aguas. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.
- García-Rodeja, I., Gil-Sotres, F., 1995. A laboratory study of phosphate desorption kinetics in soils of Galicia (N.W. Spain). *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 26, 2023–2034.
- García-Rodeja, I., Gil-Sotres, F., 1997. Prediction of parameters describing phosphorus-desorption kinetics in soils of Galicia (Northwest Spain). *Journal of Environmental Quality* 26, 1363–1369.
- Garrison, M.T., Moore, J.A., Shaw, T.M., Mika, P.G., 2000. Foliar nutrient and tree growth response of mixed-conifer stands to three fertilization treatments in northeast Oregon and north central Washington. *Forest Ecology and Management*. 132, 183-198.
- Garten, C.T., Wulfschleger, S.D., 1999. Soil carbon inventories under a bioenergy crop (switchgrass), measurement limitations. *Journal of Environmental Quality* 28, 1359–1365.
- Gaston, L.A., Drapcho, C.M., Tapadar, S., Kovar, J.L., 2003. Phosphorus runoff relationships for Louisiana Coastal Plain soils amended with poultry litter. *Journal of Environmental Quality* 32, 1422–1429.
- Gaynor, J.D., Findlay, W.I., 1995. Soil and phosphorus loss from conservation and conventional tillage in corn production. *Journal of Environmental Quality* 24, 734–741.
- Gburek, W.J., Broyan, J.G., 1974. A natural non-point phosphate input to small streams. In *Proceedings of the Agricultural Waste Management Conference*, Cornell University, 39-50.
- Gburek, W.J., Sharpley, A.N., Heathwaite, L., Folmar, G.J., 2000. Phosphorus management at the watershed scale, A modification of the phosphorus index. *Journal of Environmental Quality* 29, 130–144.
- Gburek, W.J., Sharpley, A.N., Pionke, H.B., 1996. Identification of critical source areas for phosphorus export from agricultural catchments. In, Anderson, M.G., Brookes, S., eds., *Advances in hillslope processes*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 263-282.
- Gelbrecht, J., Lengsfeld, H., Pöthig, R., Opitz, D., 2005. Temporal and spatial variation of phosphorus input, retention and loss in a small catchment of NE Germany. *Journal of Hydrology* 304, 151–165.
- George, E., Seith, B., 1998. Long-term effects of a high nitrogen supply to soil on the growth and nutritional status of young Norway spruce trees. *Environmental Pollution* 102, 301-306.
- Gerke, J., 1992. Orthophosphate and organic phosphate in the soil solution of four sandy soils in relation to pH-evidence for humic –Fe- (Al-) phosphate complexes. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 23, 601- 623.
- Gilley, J.E., Risse, L.M., 2000. Runoff and soil loss as affected by the application of manure. *Trans. ASAE* 43, 1583–1588.
- Gil-Sotres, F., Díaz-Fierros, F., 1980. El fósforo en suelos forestales de la Sierra del Barbanza (Galicia, España). I. Caracterización de las formas de P. *Agrochimica*, 24, 482-491.

- Gil-Sotres, F., 2001. Aplicación de residuos orgánicos, fósforo y calidad del suelo. 5º curso de Ingeniería Ambiental. Aplicación agrícola de residuos orgánicos. Universitat de Lleida, pp, 143-158.
- Gil-Sotres, F., Díaz-Fierros, F., 1982. El fósforo en suelos forestales de la sierra de Barbanza (Galicia, España). II. Estudio de la retención del P, relación entre la sorción y las propiedades de los suelos. *Agrochimica* 26, 204-212.
- Gil-Sotres, F., Zech, W., Alt, H.G., 1990. Characterization of phosphorus fractions in surface horizons of soils from Galicia (N.W. Spain) by ^{31}P NMR spectroscopy. *Soil Biology and Biochemistry* 22, 75-79.
- Giroux, M., Tran, T.S., 1996. Critères agronomiques et environnementaux liés à la disponibilité, la solubilité et la saturation en phosphore des sols agricoles du Québec. *Agrosol* 9, 51-57.
- Giroux, M., Carrier, D., Beaudet, P., 1996. Problématique et méthode de gestion des charges de phosphore appliquées aux sols agricoles en provenance des engrais de ferme. *Agrosol* 9, 36-45.
- Giufre de López Camelo, L., Heredia, O., Nervi, A., Massani de Sese, Z., 1984. Adsorción de P en algunos suelos argentinos. Condiciones experimentales e isothermas de adsorción. *Revista Facultad Agronomía* 5, 165 – 174.
- Glynn Henry, J., Heinke, G.W., 1999. Ingeniería Ambiental. Segunda edición. Prentice Hall. México, pp. 778.
- Goldberg, S., Sposito, G., 1985. On the mechanism of phosphate adsorption by hydroxylated mineral surfaces, A review. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 16, 801-821.
- Goldberg, S., 1998. Ion adsorption at the soil particle solution interface, modeling and dynamics. In, Huang, P.M., Senei, N., Buffle, J., (eds.), *Structure and Surface Reaction of Soil Particles*. John Wiley and Sons Ltd., New York, pp. 377- 412.
- Golterman, H.L., 1988. Reflections on fractionation and bioavailability of sediment bound phosphate. *Archiv für Hydrobiologie* 30, 1-4.
- González-Carcedo S. 2006. Curso avanzado sobre Bioquímica del Suelo 7. Mineralización vs Humificación 7.1. Mineralización “in sensu stricto”.
- Goring, C. A. I., W. V. Bartholomew. 1952. Adsorption of mononucleotides, nucleic acids, and nucleoproteins by clays. *Soil science* 74, 149-164.
- Gosz, J.R., Lokens, G.E., Bormann, F.H. 1973 Nutrient content of litter fall on the Hubbard Brook experiment; New Hampshire. *Ecology*. 53, 769- 784.
- Gotoh, S., Patrick Jr., W.H., 1974. Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and Ph. *Proceedings - Soil Science Society of America* 38, 66- 71.
- Griffin, R.A., Jurinak, J.J., 1973. The interaction of phosphate with calcite. *Proceedings - Soil Science Society of America* 37, 847-850.
- Griffin, R.A., Jurinak, J.J., 1974. Kinetics of the phosphate interaction with calcite. *Proceedings - Soil Science Society of America* 38, 75-79.
- Grimvall, A., Stålnacke, P., 1996. Statistical methods for source apportionment of riverine loads of pollutants. *Environmetrics* 7, 201-213.
- Groenendijk, K., van Heelsum, A., Michon, L., Tillie, J., 2007. Political participation of migrants in the Netherlands Paper for the experts seminar on political participation of foreigners in public local life, Public Law Institute Barcelona.

- Groenendijk, P., Kroes, J.G., 1999. Modelling the nitrogen and phosphorus leaching to groundwater and surface water; ANIMO 3.5. Report 144. DLO Winand Staring Centre Wageningen, The Netherlands.
- Grönroos, J., Seppälä, J., editors. 2000. Agricultural production systems and the environment (in Finnish, executive summary in English). Finnish Environment 431. Finnish Environment Institute, Helsinki.
- Guggenberger, G., Christensen, B.T., Zech, W., 1994. Land-use effects on the composition of organic matter in particle-size separates of soils, I. Lignin and carbohydrate signature. *European Journal of Soil Science* 45, 449-458.
- Gutián Ojea, F., Carballas Fernández, T., 1976. Técnicas de Análisis de Suelos. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela.
- Guitian-Ojea, F., Muñoz-Taboadela, M., 1957. El encalado de los suelos de la zona húmeda. *Anales de Edafología y Agrobiología* 16, 1017-1097.
- Guo, F., Yost, R.S., Hue, N.V., Evensen, C.I., Silva, J.A., 2000. Changes in phosphorus fractions in soils under intensive plant growth. *Soil Science Society of America Journal* 64, 1681-1689.
- Gutser, R., Ebertseder, Th., Weber, A., Schraml, M., Schmidhalter, U., 2005. Short-term and residual availability of nitrogen after long-term application of organic fertilizers on arable land. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 168, 439-446.
- Hagedorn, F., Maurer, S., Egli, P., Blaser, P., Bucher, J.B., Siegwolf, R., 2001. Carbon sequestration in forest soils, effects of soil type, atmospheric CO₂ enrichment, and N deposition. *European Journal of Soil Science* 52, 619-628.
- Halberg, N., 1999. Indicators of resource use and environmental impact for use in a decision support aid for Danish livestock farmers. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 76, 17-30.
- Halima, A., 2011. Dinámica y procesos de contaminación difusa de las aguas superficiales por el fósforo en los regadíos de Aragón. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- Halm, B.J., Stewart, J.W.B., Halstead, R.L., 1972. The phosphorus cycle in a native grassland ecosystem. In: *Isotopes and radiation in soil-plant relationships including forestry*. Int. Atomic Energy Agency, SM 151/7. Vienna, pp. 571-586.
- Hamad, M.E., Rimmer, D.L., Syers, J.K., 1992. Effect of iron oxide on phosphate sorption by calcite and calcareous soils. *Journal of Soil Science* 43, 273-281.
- Hansen, N.C., Gupta, S.C., Moncrief, J.F., 2000. Snowmelt runoff, sediment, and phosphorus losses under three different tillage systems. *Soil and Tillage Research* 57, 93-100.
- Harrison, A.F., 1987. Soil organic phosphorus; a review of world literature. C.A.B International, Walingford, Reino Unido, pp. 257.
- Hart, M.R., Quin, B.F., Nguyen, M.L., 2004. Phosphorus runoff from agricultural land and direct fertilizer effects, A review. *Journal of Environmental Quality* 33, 1954-1972.
- Hartikainen, H., 1989. Effect on cumulative fertilizer dressings on the phosphorus status of mineral soils. II Comparison of two phosphorus testing methods. *Journal of Agricultural Science in Finland* 61, 61-66.
- Hartl, W., Erhart, E., 2005. Crop nitrogen recovery and soil nitrogen dynamics in a 10-year field experiment with biowaste compost. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 168, 781-788.

- Hartley, A.M., House, W.A., Callow, M.E., Leadbeater, B.S.C., 1997. Coprecipitation of phosphate with calcite in the presence of photosynthesizing green algae. *Water Research* 31, 2261–2268.
- Haygarth, P.M., Jarvis, S.C., 1999. Transfer of phosphorus from agricultural soils. *Advances in Agronomy* 66, 195–249.
- Haygarth, P.M., Sharpley, A.N., 2000. Terminology for phosphorus transfer. *Journal of Environmental Quality* 29, 10–15.
- He, Z.L., Yuan, K.N., Zhu, Z.X., Zhang, Q.Z., 1991. Assessing the fixation and availability of sorbed phosphate in soil using an isotopic exchange method. *Journal of Soil Science* 42, 661–669.
- Heathwaite, A.L., Dils, R.M., 2000. Characterising phosphorus loss in surface and subsurface hydrological pathways. *Science of the Total Environment* 251–252, 523–538.
- Heathwaite, A.L., Sharpley, A., Bechmann, M., Rekolainen, S., 2005. Assessing the risk and magnitude of agricultural nonpoint source phosphorus pollution. In Sims, J.T., Sharpley, A.N., (eds.) *Phosphorus, Agriculture and the environment*. Agronomy Monograph no.46, ASA-CSSA-SSSA, Madison, WI, pp. 981–1020.
- Heathwaite, L., Sharpley, A., Gburek, W., 2000. A conceptual approach for integrating phosphorus and nitrogen management at watershed scales. *Journal of Environmental Quality* 29, 158–166.
- Heathwaite, Sharpley, 1999. Evaluating measures to control of impact of agricultural phosphorus on water quality. *Water Science and Technology*, Volume 39, 149–155.
- Heckrath, G., Brookes, P.C., Poulton, P.R., Goulding, K.W.T., 1995. Phosphorus leaching from soils containing different phosphorus concentrations in the Broadbalk experiment. *Journal of Environmental Quality* 24, 904–910.
- Hedley, M.J., Stewart, J.B., Chauhan, B.S., 1982. Changes in inorganic and organic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubations. *Soil Science Society of America Journal* 46, 970–976.
- Helcom, 2005c. HELCOM Eutrophication Assessment Tool (HEAT). Helsinki Commission, Helsinki, Finland. Available at, [http://sea.helcom.fi/dps/docs/documents/Monitoring%20and%20Assessment%20Group%20\(MONAS\)/EUTRO%202.%202005/HEAT.xls](http://sea.helcom.fi/dps/docs/documents/Monitoring%20and%20Assessment%20Group%20(MONAS)/EUTRO%202.%202005/HEAT.xls) accessed 18 / 6 / 2007.
- Henry, R., Santos, A.A.N., Camargo, Y.R., 1999. Transporte de sólidos suspensos, N e P total pelos Rios Paranapanema e Taquari e uma avaliação de sua exportação na Represa de Jurumirim (São Paulo, Brasil). In Henry, R., (ed.). *Ecologia de reservatórios, estrutura, função e aspectos sociais*. Botucatu, fundibio/fapesp, pp. 687–710.
- Herlihy, M., McGrath, D., 2007. Phosphorus fractions and adsorption characteristics in grassland soils of varied soil phosphorus status. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 77, 15–27.
- Hesketh, N., Brookes, P.C., 2000. Development of an indicator for risk of phosphorus leaching. *Journal of Environmental Quality* 29, 105–110.
- Hodgkinson, R.A., 1996. Phosphorus loss to surface waters from two lowland agricultural catchments. *Soil Use and Management* 12, 226–227.
- Holdford, I., 1989. Phosphate behaviour in Soil. *Agriculture Science* 2, 15–21.
- Holdford, I.C.R., 1991. Comments on intensity-quantity aspects of soil phosphorus. *Australian Journal of Soil Research* 29, 11–14.

- Hooda, P.S., Moynagh, M., Svoboda, I.F., Edwards, A.C., Anderson, H.A., Sym, G., 1999. Phosphorus loss in drainflow from intensively managed grassland soils. *Journal of Environmental Quality* 28, 1235-1242.
- Hooda, P.S., Rendell, A.R., Edwards, A.C., Withers, P.J.A., Aitken, M.N., Truesdale, V.W., 2000. Relating soil phosphorus indices to potential phosphorus release to water. *Journal of Environmental Quality* 29, 1166-1171.
- Hooda, P.S., Truesdale, V.W., Edwards, A.C., Withers, P.J.A., Aitken, M.N., Miller, A., Rendell, A.R., 2001. Manuring effects in phosphorus accumulation in soils and potential environmental implications. *Advances in Environmental Research* 5, 13-21.
- Horne, R.A., 1978. *The chemistry of our environment*. Wiley & Sons, New York.
- Houmane, B., Gallali, T., Guillet, B., 1986. Desorption du phosphore fix sur des oxydes de fer. *Science du Sol* 2, 171-181.
- House, W.A., 2003. Geochemical cycling of phosphorus in rivers. *Applied Geochemistry* 18, 739-748.
- House, W.A., Denison, F.H., Armitage, P.D., 1995. Comparison of the uptake of inorganic phosphorus to a suspended and stream bedsediment. *Water Research* 29, 767-779.
- House, W.A., Denison, F.H., 1997. Nutrient dynamics in a lowland stream impacted by sewage effluent, Great Ouse, England. *Science of the Total Environment* 205, 25-49.
- House, W.A., Denison, F.H., 1998. Phosphorus dynamics in a lowland river. *Water Research* 32, 1819-1830.
- House, W.A., Denison, F.H., 2002. Exchange of inorganic phosphate between river waters and bed-sediments. *Environmental Science and Technology* 36, 4295-4301.
- House, W.A., Warwick, M.S., 1999. Interactions of phosphorus with sediments in the River Swale, Yorkshire, UK. *Hydrological Procedure* 13, 1103-1115.
- Hsu, P. H., 1982a . Crystallization of varisite at room temperature. *Soil science* 133, 305-313.
- Hsu, P. H., 1982b. Crystallization of iron (III) phosphate at room temperature. *Soil Science Society of America Journal* 46, 928-932.
- Hsu, P.H., 1976. Comparison of iron (III) and aluminium in precipitation of phosphate from solution. *Water Research* 10, 903-976.
- Huang, C., Bradford, J.M., Cushnmn, J.H., 1982. A numerical study of raindrop impact phenomena, the rigid case. *Soil Science Society of American Journal* 46, 14-19.
- Hudson, N.W., Jackson, D.C., 1959. Results achieved in the measurement of erosion and runoff in Southern-Rhodesia. *Proceedings of the third Inter-African Soils Conference, Dalaba*, pp. 575-583.
- Huffman, S.A., Cole, C.V., Scott, N.A., 1996. Soil texture and residue addition effects on soil phosphorus transformations. *Soil Science Society of America Journal* 60, 1095-1101.
- Hughes, K.J., Magette, W.L., Kurz, I., 2005. Identifying critical source areas for phosphorus loss in Ireland using field and catchment scale ranking schemes. *Journal of Hydrology* 304, 430-445.
- Hughes, S., Reynolds, B., Bell, S.A., Gardner, C., 2000. Simple phosphorus saturation index to estimate risk of dissolved P in runoff from arable soils. *Soil Use and Management* 16, 206-210.
- INEA, 2001. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Agrícola, adscrita a la Universidad de Valladolid. www.inea.uva.es.

- Islam, Mandal, 1977. Amounts and mineralization of organic phosphorus compounds and derivatives in some surface soils of Bangladesh. *Geoderma* 17, 57-68.
- Iyamuremye, F., Dick, R. P., Baham, J., 1996a. Organic amendments and phosphorus dynamics, I. Phosphorus chemistry and sorption. *Soil science* 161, 426-435.
- Iyamuremye, F., Dick, R. P., Baham, J., 1996b. Organic amendments and phosphorus dynamics, II. Distribution of soil phosphorus fractions. *Soil science* 161, 436-443.
- Jarvie, H.P., Jurgens, M.D., Williams, R.J., Neal, C., Davies, J.J.L., Barrett, C., White, J., 2005. Role of river bed sediments as sources and sinks of phosphorus across two major eutrophic UK river basins, the Hampshire Avon and Herefordshire Wye. *Journal of Hydrology* 304, 51-74.
- Jarvie, H.P., Neal, C., Williams, R.J., Sutton, E.J., Neal, M., Wickham, H.D., 2002a. Phosphorus sources, speciation and dynamics in the lowland eutrophic River Kennet, UK. *Science of the Total Environment* 282-283, 175-203.
- Jarvis, N., 1994. The MACRO model. Technical description and sample simulations. Reports and dissertations 19, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, pp. 51.
- Jensen, M.B., Hansem, H.C.B., Nielsen, N.E., Magid, J., 1998. Phosphate mobilization and immobilization in two soils incubated under simulated reducing conditions. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B Soil and Plant Science* 48, 11-17.
- Johnes, J., 1996. Performance assessment in higher education in Britain. *European Journal of Operational Research* 89, 18-33.
- Johnes, P.J., Heathwaite, A.L., 1997. Modelling the impact of land use change on water quality in agricultural catchments. *Hydrological Processes* 11, 269-286.
- Johnes, P.J., Curtis, C., Moss, B., Whitehead, P., Bennion, H.B., Patrick, S., 1998. Trial Classification of Lake Water Quality in England and Wales, a proposed approach. R&D Technical Report E53 Environment Agency Bristol UK.
- Jonasson, R.G., Martin, R.R., Giuliacci, M.E., Tazaki, K., 1988. Surface reactions of goethite with phosphate, *Journal of the Chemical Society, Faraday Transactions* 1 84, 2311-2315.
- Jordan, C., McGuckin, S.O., Smith, R.V., 2000. "Increased predicted losses of phosphorus to surface waters from soils with high Olsen-P concentrations". *Soil Use and Management* 16, 27-35.
- Kaiser, H.F., 1974. An index of factorial simplicity. *Psychometrika* 39, 31-36.
- Kamprath, E.J., Watson, M.E., 1980. Conventional soil and tissue tests for assessing the phosphorus status of soils. In *The role of phosphorus in agriculture*, Khasawneh, F.E., Sample, E.C., Kamprath, E.J., (eds). American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 443-469.
- Karssies, L.E., Prosser, I.P., 1999. Guidelines for riparian filter trips for Queensland irrigators. CSIRO Land and Water Technical Report 32/99. Organización de Investigación Científica e Industrial del Commonwealth (CSIRO). Canberra, Australia.
- Kaur, K., Kapoor, K.K., Gupta, A.P., 2005. Impact of organic manures with and without mineral fertilizers on soil chemical and biological properties under tropical conditions. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 168, 117-122.
- Khalid, R.A., Patrick, W.H., Delaune, R.D., 1977. Phosphorus sorption characteristics of flooded soils. *Soil Science Society of America Journal* 41, 301- 305.
- Khasawneh, F.E., Doll, E.C., 1978. The use of phosphate rock for direct applications to soils. *Advances in Agronomy* 30, 159- 206.

- Kirby, M.J., 1969. Erosion by water on hillslopes. In Chorley, R.J., (ed.), *Water, earth and man*. London, Methuen, pp. 229-38.
- Kirk, G.J.D., Nye, P.H., 1986. A simple model for predicting the rates of dissolution of sparingly soluble calcium phosphates in soil. I. The basic model. *Journal of Soil Science* 37, 529-540.
- Kleinman, P.J.A., Sharpley, A.N., 2002. Estimating soil phosphorus sorption saturation from Mehlich-3 data. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 32, 1825-1839.
- Kleinman, P.J.A., Bryant, R.B., Reid, W.S., Sharpley, A.N., Pimentel, D., 2000. Using soil P behavior to identify environmental thresholds. *Soil Science* 165, 943-950.
- Kleinman, P.J.A., Sharpley, A.N., Wolf, A.M., Beegle, D.B., Moore, P.A.Jr., 2002. Measuring water extractable phosphorus in manure as an indicator of phosphorus in runoff. *Soil Science Society of America Journal* 66, 2009-2015.
- Kleinman, P.J.A., Srinivasan, M.S., Sharpley, A.N., Gburek, W.J., 2005. Phosphorus leaching through intact soil columns before and after poultry manure application. *Soil Science* 170, 153-166.
- Knisel, W.G., 1980. CREAMS, A Field-scale Model for Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems. US Department of Agriculture, Science and Education Administration, Conservation Research report No 26, pp. 643.
- Knisel, W.G., Leonard, R.A., Davis, F.M., 1993. GLEAMS Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems. V2.1, Part 1, Nutrient Component Documentation. UGA-CPES-BAED Publication No. 5.
- Koopal, L.K., van Riemsdijk, W.H., de Wit, J.C.M., Benedetti, M.F., 1994. Analytical Isotherm Equations for Multicomponent Adsorption to Homogeneous Surfaces. *Journal of Colloidal and Interface Science* 166, 51-60.
- Koopmans, G.F., McDowell, R.W., Chardon, W.J., Oenema, O., Dolfing, J., 2002. Soil phosphorus quantity-intensity relationships to predict increased soil phosphorus loss to overland and subsurface flow. *Chemosphere* 48, 679-687.
- Koopmans, G.F., Schoumans, O.F., Chardon, W.J., 2003. The use of indicators for the identification of phosphorus transfer from agricultural land to surface waters. Research Instituut voor de Groene Ruimte. Wageningen, Alterra. Alterra-rapport 793, pp. 54.
- Koopmans, G.F., van der Zeeuw, M.E., Reomkens, P.F.A.M., Chardon, W.J., Oenema, O., 2001. Identification and characterization of phosphorus-rich sandy soils. *Netherlands Journal of Agricultural Science* 49, 369-384.
- Koretsky, C., 2000. The significance of surface complexation reactions in hydrologic systems, a geochemist's perspective. *Journal of Hydrology* 230, 127-171.
- Kroes, J.G., Rijtema, P.E., 1998. ANIMO 3.5; Users Guide for the ANIMO version 3.5 Nutrient Leaching Model. Technical document 46, DLO Winand Staring Centre, Wageningen, The Netherlands.
- Kronvang, B., Bechmann, M., Lundekvam, H., Behrendt, H., Rubæk, G. H., Schoumans, O.F., Syversen, N., Andersen, H.E., Hoffmann, C.C., 2005b. Phosphorus losses from agricultural areas in river basins, Effects and uncertainties of targeted mitigation measures. *Journal of Environmental Quality* 34, 2129-2144.
- Kronvang, B., Grant, R., Larsen, S.E., Svendsen, L.M., Kristensen, P., 1995. Non-point source nutrient losses to the aquatic environment in Denmark. Impact of agriculture. *Marine and Freshwater Research* 46, 167-177.

- Kronvang, B., Laubel, A.R., Larsen, S.E., Andersen, H.E., Djurhuus, J., 2005a. Buffer zones as a sink for sediment and phosphorus between the field and stream. Danish field experiences. *Water Science and Technology* 51, 55–62.
- Kronvang, B., Svendsen, L.M., Jensen, J.P., Dørge, J., 1999. Scenario analysis of nutrient management at the river basin scale. *Hydrobiologia*. Volume 410, 207–212.
- Krysanova, F., Wechsung, A., Becker, W., Poschenrieder, Gräfe, J., 1999. Mesoscale ecohydrological modelling to analyse regional effects of climate change, *Environmental Modelling and Assessment* 4, 259–271.
- Kuo, S., Lotse, E.G., 1972. Kinetics of phosphate adsorption by calcium carbonate and Ca-kaolinite. *Proceedings of the Soil Science Society of America* 36, 725–729.
- Kuo, S., 1996. Phosphorus. In, Sparks, D. L. (Ed.), *Methods of Soil Analysis Part 3, Chemical Methods*, Soil Science Society of America, Madison, pp. 869–919.
- Kuo, S., Jellum, E.J., Pan, W.L., 1988. Influence of phosphate sorption parameters of soil on the desorption of phosphate by various extractants. *Soil Science Society of America Journal* 52, 974–979.
- Kuo, S., Lotse, E.G., 1974. Kinetics of phosphate adsorption and desorption by hematite and gibbsite *Soil Science* 116, 400–406.
- Lal, R., Griffin, M., Apt, J., Lave, L., Morgan, G., 2004. Managing soil carbon. *Science* 304, 393.
- Lal, R., Kimble, J., Follett, R.F., Cole, C.V., 1998. *The Potential of US Cropland to Sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect*. Ann. Arbor Press, Chelsea. Michigan, USA.
- Lambert, M.G., Devantier, B.P., Nes, P., Penny, P.E., 1985. Losses of nitrogen, phosphorus and sediment in runoff from hill country under different fertiliser and grazing management regimes. *New Zealand Journal of Agricultural Research* 28, 371–379.
- Larsen, S., 1967. Soil phosphorus. *Advances in Agronomy* 19, 151–210.
- Le Bissonnais, Y., 1990. Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. *Catena Supplement* 17, 13–28.
- Le Mare, P.H., Leon, A., 1989. The effect of lime on adsorption and desorption of phosphates in five Colombian soils. *Journal of Soil Science* 40, 59–69.
- Lee, C., 1992. Controls on organic carbon preservation, The use of stratified water bodies to compare intrinsic rates of decomposition in oxic and anoxic systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3323–3335.
- Lee, G.F., 1973. Role of phosphorus in eutrophication and diffuse source control. *Water Research* 7, 111–128.
- Leigh, C., 1982. Sediment transport by surface wash and throughflow at the Pasoh Forest Reserve, Negri Sembilan, Peninsular Malaysia. *Geografiska Annaler* 64-A, 171–180.
- Leinweber, P., Lünsmann, F., Eckhardt, K.U., 1997. Phosphorus sorption capacities and saturation of soils in two regions with different livestock densities in northwest Germany. *Soil Use and Management* 13, 82–89.
- Leinweber, P., Meissner, R., Eckhardt, K.U., Seeger, J., 1999. Management effects on forms of phosphorus in soil and leaching losses. *European Journal of Soil Science* 50, 413–424.
- Leinweber, P., Turner, B.L., Meissner, R., 2002. Phosphorus. In, *Agriculture, Hydrology and Water Quality*, Haygarth, P.M., Jarvis, S.C., (editors). CABI Publishing, New York, pp. 29–56.

- Lemunyon, J.L., Gilbert, R.G., 1993. The concept and need for a phosphorus assessment tool. *Journal of Production Agriculture* 6, 483-486.
- Leonard, R.A., Knisel, W.G., Still, D.A., 1987. GLEAMS, groundwater loading effects of agricultural management systems. *Transactions of the ASAE* 30, 1403-1418.
- Lewis, D.R., McGechan, M.B., 2002. A Review of Field Scale Phosphorus Dynamics Models. (Review paper) *Biosystems Engineering* 82, 359-380 doi,10.1006/bioe.2002.0102.
- Lin, T.H., Ho, S.B., Hough, K.H., 1991. The use of ironoxide-impregnated filter paper for the extraction of availablephosphorus from Taiwan soils. *Plant and Soil* 133, 219-226.
- Lindsay, W.L., 1979. *Chemical equilibria in soils*. Wiley, New York.
- Lindsay, W.L., Vlek, P.L.G., Chien, S.H., 1989. Phosphate minerals. In *Minerals in soil environment*, 2nd edn. Eds J B Dixon and S B Weed. pp. 1089-1130. Soil Science Society of America, Madison, WI, USA.
- Little, J.L., Bennett, D.R., Miller, J.J., 2005. Nutrient and sediment losses under simulated rainfall following manure incorporation by different methods. *Journal of Environmental Quality* 34, 1883-1895.
- Loehr, R.C., 1974. Characteristics and comparative magnitude of non-point sources. *Journal of the Water Pollution Control Federation* 46, 1849- 1870.
- Lookman, R., 1995. Phosphate chemistry in excessively fertilized soils. Ph.D. Thesis, Catholic University of Leuven, Heverlee, Belgium.
- Lookman, R., Freese, D., Merckx, R., Vlassak, K., Van Riemsdijk, W.H., 1995b. Long-term kinetics of phosphate release from soil. *Environmental Science and Technology* 29, 1569-1575.
- Lookman, R., Grobet, P., Merckx, R., Van Riemsdijk, W.H., 1997. Application of ^{31}P and ^{27}Al MAS NMR for phosphate speciation studies in soil and aluminum hydroxides, Promises and constraints. *Geoderma* 80, 369-388.
- Lookman, R., Jansen, K., Merckx, R., Vlassak, K., 1995a. Geostatistical assessment of the regional distribution of phosphate sorption capacity parameters (Feox and Alox) in northern Belgium. *Geoderma* 66, 285-296.
- Lookman, R., Jansen, K., Merckx, R., Vlassak, K., 1996. Relationship between soil properties and phosphate saturation parameters. A transect study in northern Belgium. *Geoderma* 69, 265-274.
- López-Hernández, D., Flores, D., Siegert, G., Rodriguez, J.V., 1979. The effect of some organic anions on phosphate removal from acid and calcareous soils. *Soil Science* 128, 321-326.
- Lyons, J., Trimble, S.W., Paine, L.K., 2000. Grass versus trees, managing riparian areas to benefit streams of central North America. *Journal of the American Water Resources Association* 36, 919-930.
- Lyons, W.B., Fountain, A., Doran, P., Priscu, J.C., Neumann, K., 2000. The importance of landscape position and legacy, The evolution of the Taylor Valley Lake District, Antarctica. *Freshwater Biology*. 43, 355-367.
- Mackay, A.D., Syers, J.K., Tillman, R.W., Gregg, P.E.H., 1986. A simple model to describe the dissolution of phosphate rock in soil. *Soil Science Society of America Journal* 50, 291-296.
- Madrid, L., De Arambarri, P., 1985. Adsorption of phosphate by two iron oxides in relation to their porosity. *Journal of Soil Science* 36, 523-530.
- Magid, J., Nielsen, N.E., 1992. Seasonal variation in organic and inorganic phosphorus fractions of temperate climate sandy soil. *Plant and Soil* 144, 155-165.

- Mainstone, C.P., Davis, R.D., House, A., Parr, W., 1996. A review of methods for assessing and controlling non-point sources of phosphorus. NRA R&D Project Record 562_5_W. Bristol, NRA, 1996, pp. 169.
- Mainstone, C.P., Dils, R.M., Withers, P.J.A., 2008. Controlling sediment and phosphorus transfer to receiving waters – A strategic management perspective for England and Wales. *Journal of Hydrology* 350, 131–143.
- Mainstone, C.P., Parr, W., 2002. Phosphorus in rivers-ecology and management. *Science of the Total Environment* 282/283, 25–47.
- Mallarino, A., 2000. Soil testing and available phosphorus. Adapted from Iowa State University Extension publication PM 1688, General Guide for Crop Nutrient Recommendations in Iowa, IC-484, 164-166.
- Mallarino, A.P., Stewart, B.M., Baker, J.L., Downing, J.A., Sawyer, J.E., 2002. Phosphorus indexing for cropland, Overview and basic concepts of the Iowa phosphorus index. *Journal of the Soil and Water Conservation* 57, 440–447.
- Mander, U., Hayakawa, Y., 2005. Purification processes, ecological functions, planning and design of buffer zones in agricultural watersheds. *Ecological Engineering* 24, 421–432.
- Martin, J.P., Haider, K., 1986. Influence of mineral colloids on turnover rates of soil organic carbon. In: *Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes* Huang, P.M., Schnitzer, M., (eds). Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 283-304.
- Martin, R. R., Smart, R.St.C., Tazaki, K., 1988. Direct observation of precipitation in the goethite/phosphate system, *Soil Science Society of America Journal* 52, 1492-1500.
- Martin, R.R., Smart, R.St.C., 1987. X-ray photoelectron studies of anion adsorption on goethite. *Soil Science Society of American Journal* 51, 54–56.
- Matene, C.E., 1990. Soil Parameters Maps of the Kali Basin. Plant and Soil Protection Service, Veszprem.
- Mattson, S., 1931. The laws of colloidal behavior. V. Ion adsorption and exchange. *Soil Science* 31, 311-331.
- McBride, M.B., 1994. *Environmental Chemistry of Soils*. Oxford University Press, New York, pp. 406.
- McBride, M.B., 1997. A critique of diffuse double layer models applied to colloid and surface chemistry. *Clays and Clay Mineral* 45, 598-608.
- McClellan, G.H., Gremillion, L.R., 1980. Evaluation of phosphatic raw materials. In: Stelly, M., Dinauer, R.C., (ed.). *The role of phosphorous in Agriculture*. A.S.A.; C.S.S.A. Madison, Wisconsin, EUA 910, 43-79.
- McDowell, L.L., Schreiber, J.D., Pionke, H.B., 1980. Estimating soluble (PO₄-P) and labile phosphorus in runoff from croplands. In: *CREAMS, A Field Scale model of Chemicals, runoff and Erosion from Agricultural Management Systems*. Vol. III Supporting documentation. Knisel, W., (ed.) USDA, Coserv. Res Rep. 26, 509- 533.
- McDowell, R.W., Biggs, B.J.F., Sharpley, A.N., Nguyen, L., 2004. Connecting phosphorus loss from agricultural landscapes to surface water quality. *Chemistry and Ecology* 20, 1-40.
- McDowell, R.W., Drewry, J.J., Paton, R.J., Carey, P.L., Monaghan, R.M., Condon, L.M., 2003. Influence of soil treading on sediment and phosphorus losses in overland flow. *Australian Journal of Soil Research* 41, 949–961.
- McDowell, R.W., Sharpley, A.N., 2001. A comparison of fluvial sediment phosphorus (P) chemistry in relation to location and potential to influence stream P concentrations. *Aquatic Geochemistry* 7, 255–265.

- McDowell, R.W., Sharpley, A.N., Condon, L.M., Haygarth, P.M., Brookes, P.C., 2001. Processes controlling soil phosphorus release to runoff and implications for agricultural management. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 59, 269–284.
- McDowell, R.W., Sharpley, A.N., Folmar, G., 2001. Phosphorus export from an agricultural watershed, Linking source and transport mechanisms. *Journal of Environmental Quality* 30, 1587–1595.
- McDowell, R.W., Sharpley, A.N., Kleinman, P.J.A., Gburek, W.J., 2002. Hydrological source management of pollutants at the soil profile scale. In: Haygarth, P.M., Jarvis, S.C., (eds.). *Agriculture, Hydrology and Water Quality*. CABI Publishing, Wallingford, pp, 197–224.
- McFarland, A.M.S., Hauck, L.M., 1999. Relating agricultural land uses to in-stream stormwater quality. *Journal of Environmental Quality* 28, 836–844.
- McGechan, M.B., Lewis, D.R., Hooda, P.S., 2005. Modelling through-soil transport of phosphorus to surface waters from livestock agriculture at the field and catchment scale. *Science of the Total Environment* 344, 185–199.
- McGill, W.B., Cole, C.V., 1981. Comparative aspects of cycling of organic C, N, S and P through soil organic matter. *Geoderma* 26, 267–286.
- McGuckin, R.L., Eiteman, M.A., Das, K.C., 1999. Pressure drop through raw food waste compost containing synthetic bulking agents. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 72, 375–384.
- McKeague, J.A., Day, J.H., 1966. Dithionite- and oxalate- extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils, *Canadian Journal of Soil Science* 46, 13–22.
- McKenzie, R.H., Stewart, J.W.B., Dormaar, J.F., Schaalje, G.B., 1992. Long-term crop rotation and fertilizer effects on P transformations, II. In a Luvisolic soil. *Canadian Journal of Soil Science* 72, 581–589.
- McKergow, L.A., Prosser, I.P., Grayson, R.B., Heiner, D., 2004. Performance of grass and rainforest riparian buffers in the wet tropics, Far North Queensland. 2. Water quality. *Australian Journal of Soil Research* 42, 485–498.
- McLaughlin, M.J., Alston, A.M., Martin, J.K., 1988. Phosphorus cycling in wheat-pasture rotation, The source of phosphorus taken up by wheat. *Australian Journal of Soil Research* 26, 323–331.
- Mehlich, A., 1953. Determination of P, Ca, M, K, Na, and NH₄. North Carolina Soil Test Division (Mimeo).
- Mehlich, A., 1984. Mehlich 3 soil test extractant, A modification of Mehlich 2 extractant. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 15, 1409–1416.
- Mengel, K., 1985. Dynamics and availability of major nutrients in soils. *Advances in Soil Science* 2, 96–100.
- Menon, R.G., Chien, S.H., Gadalla, A.N., 1991. Phosphate rock compacted with superphosphates vs. partially acidulated rocks for bean and rice. *Soil Science Society of America Journal* 55, 1480–1484.
- Metherell, A.K., Cole, C.V., Parton, W.J., 1993a. Dynamics and interactions of carbon, nitrogen, phosphorus and sulphur cycling in grazed pastures. In: *Proceedings of the XVII International Grassland Congress*, pp 1420–1421.
- Metherell, A.K., Harding, L.A., Cole, C.V., Parton, W.J., 1993b. CENTURY Soil organicmatter model environment. Technical documentation. Agroecosystem version 4.0. Great Plains System Research Unit Technical Report No. 4. USDA-ARS, Fort Collins, CO, USA.

- Miguéns, T., Leirós, Ma.C., Gil-Sotres, F., Trasar-Cepeda, C., 2007. Biochemical properties of vineyard soils in Galicia, Spain. *Science of the Total Environment* 378, 218–222.
- Miller, M.H., 1979. Contribution of nitrogen and phosphorus to subsurface drainage water from intensively cropped mineral and organic soils in Notario. *Journal of Environmental Quality* 8, 42–48.
- Ministère de L'Environnement du Québec (MENV), 2001. Critères de qualité de l'eau de surface au Québec, Québec, Le Ministère, Direction du suivi de l'état de l'environnement, 430 p. [http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/criteres_eau/index.htm].
- Moncrief, J., Bloom, P., Hansen, N., Mulla, D., Bierman, P., Birr, A., Mozaffari, M., 2006. Minnesota Phosphorus Site Risk Index. Technical Guide. Department of Soil, Water, and Climate, University of Minnesota, St. Paul, MN.
- Moore, P.A., 1998. Minimizing Agricultural Phosphorus Losses for Protection of the Water Resource. Southern Cooperative Series. Bulletin No. 389. Jr. Improvements Needed in Environmental Soil Testing for Phosphorus Chapter 3, 15-21.
- Morel, C., Fardeau, J.C., 1987. Le phosphore assimilable des sols intertropicaux, ses relations avec le phosphore extrait par deux méthodes chimiques. *L'Agronomie Tropicale* 42, 248–257.
- Morgan, M.F., 1941. Chemical soil diagnosis by the universal testing system. *Agricultural Experiment Station Bulletin* 450. Connecticut.
- Morgan, R.P.C., Martin, L., Noble, C.A., 1986. Soil erosion in the United Kingdom, a case study from mid-Bedfordshire. *Silsoe College Occasional Paper* No. 14.
- Morgan, R.P.C., 1997. Erosión y conservación del suelo. Ediciones Mundi- Prensa.
- Moshi, A.O., Wild, A., Greendland, D.J., 1974. Effect of organic matter on the charge and phosphate adsorption characteristics of Kikuyu red caly from Kenya. *Geoderma* 11, 275–285.
- Mullins, G., Tech, V., 2001. Determine the Relationship Between Soil Test Phosphorus and The Concentration of Phosphorus in Surface Runoff From Virginia Soils. National Phosphorus Runoff Project, Virginia. Quarterly Report, Dec. 2001. NRCS
- Murphy, J., Riley, J.P., 1962. A modified single solution method for determination of phosphate in natural waters. *Analytical and Chemical Acta* 27, 31–36.
- Musgrave, G.W., 1947. The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation. *Journal of Soil and Water Conservation* 2, 133–138.
- Mutchler, C.K., Young, R.A., 1975. Soil detachment by raindrops. In Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. USDA-ARS Publication ARS-S-40, 113–17.
- Nagarajah, A., Posner, A.M., Quirk, J.P., 1970. Competitive adsorption of phosphate with polygalacturonate and other organic anions on Kaolinite and oxides surfaces. *Nature* 228, 83–85.
- Nair, V.D., Graetz, D.A., 2002. Phosphorus saturation in Spodosols impacted by manure. *Journal of Environmental Quality* 31, 1279–1285.
- Nair, V.D., Portier, K.M., Graetz, D.A., Walker, M.L., 2004. An environmental threshold for degree of phosphorus saturation in sandy soils. *Journal of Environmental Quality* 33, 107–113.
- Nanzyo, M., 1988. Phosphate reactions with andisols. In, Kinloch, D., Shoji, S., Beinroth, F., Eswaran, H., (eds.), *Proceedings of the ninth International Soil Classification Workshop, Japan 20 July to 1 August, 1987*. Published by Japanese Committee for the 9th

- International Soil Classification Workshop, for the Soil Management Support Services, Washington, D.C., USA. Japanese Society of Soil Science. Tsukuba, Japan.
- Nash, D., Murdoch, C., 1997. Phosphorus in runoff from a fertile dairy pasture. *Australian Journal of Soil Research* 35, 419–429.
- Nash, D., Hannah, M., Halliwell, D., Murdoch, C., 2000. Factors affecting phosphorus export from a pasture-based grazing system. *Journal of Environmental Quality* 29, 1160–1166.
- Naumann, E., 1919. Nagra synpunkter angående limnoplanktons ekologi med särskild hänsyn till fytoplankton. *Svensk Botanisk Tidskrift* 13, 129–163.
- Neal, C., Jarvie, H.P., Wade, A.J., Whitehead, P.G., 2002b. Water quality functioning of lowland permeable catchments, inferences from an intensive study of the River Kennet and upper River Thames. *Science of the Total Environment* 283, 3–7.
- Neal, C., Jarvie, H.P., Williams, R.J., Neal, M., Wickham, H., Hill, L., 2002a. Phosphorus–calcium carbonate saturation relationships in a lowland chalk river impacted by sewage inputs and phosphorus remediation, an assessment of phosphorus self-cleansing mechanisms in natural waters. *Science of the Total Environment* 282, 295–310.
- Nelson, D.W., Logan, T.J., 1983. Chemical processes and phosphorus transport. In Shaller, F.W., Bailey, G.W., eds. *Agricultural Management and Water Quality*. Iowa State University Press. Ames, Iowa.
- Nguyen, M.L., Sheath, G.W., Smith, C.M., Cooper, A.B., 1998. Impact of cattle treading on hill land, 2. Soil physical properties and contaminant runoff. *New Zealand Journal of Agricultural Research* 41, 279–290.
- Niklasch, H., Joergensen, R.G., 2001. Decomposition of peat, biogenic municipal waste compost, and shrub/grass compost asses in different rates to a silt loam *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 164, 365–368.
- NjØs, A., 1994. Future land utilization and management for sustainable crop production. *Soil & Tillage Research* 30, 345–357.
- Oberson, A., Joner, E.J., 2005. Microbial turnover of phosphorus in soil. In BL Turner, E Frossard, DS 435 Baldwin, eds, *Organic phosphorus in the environment*. CABI, Wallingford, UK, pp 133–164.
- Öborn, I., Edwards, A.C., Witter, E., Oenema, O., Ivarsson, K., Withers, P.J.A., Nilsson, S.I., Richert Stinzing, A., 2003. Element balances as a tool for sustainable nutrient management, a critical appraisal of their merits and limitations within an agronomic and environmental context. *European Journal of Agronomy* 20, 211–225.
- OCDE, Organization for Economic Cooperation and Development, 1982. *Eutrophication of waters, monitoring, assessment and control*. Paris, pp. 154.
- OECD 2001. *Environmental indicators for agriculture. Volume 3. Methods and results*. OECD Publishing.
- Oehl, F., Frossard, E., Fliessbach, A., Dubois, D., Oberson, A., 2004. Basal organic phosphorus mineralization in soils under different farming systems. *Soil Biology and Biochemistry* 36, 667–675.
- Oenema, O., Kros, H., de Vries, W., 2003. Approaches and uncertainties in nutrient budgets, implications for nutrient management and environmental policies. *European Journal of Agronomy* 20, 3–16.
- Øgaard, A.F., 1995. Effect of phosphorus fertilization and content of plant-available phosphorus (P-A1) on algal-available phosphorus in soils. *Acta Agriculture Scandinavia. Section B, Soil and Plant Science* 45, 242–250.

- Ognalaga, M., Frossard, E., Thomas, F., 1994. Glucose-1-phosphate and myo-inositol hexaphosphate adsorption mechanisms on goethite. *Soil Science Society of America Journal* 58, 332-337.
- Ogunkunle, A.O., Eghaghara, O.O., 1992. Influence of land use on soil properties in a forest region of Southern Nigeria. *Soil Use and Management* 8, 121-125.
- Olsen, S.R., Dean, L.A., 1965. Phosphorus, En, *Methods of Soil Analysis. Parte 2. Chemical and Microbiological Properties.* (Black, C.A., ed.) American Society of Agronomy, Madison, W.I, pp. 1035-1049.
- Olsen, S.R., Cole, C.V., Watanabe, F.S., Dean, L.A., 1954. Estimation of available phosphorus in soils by extracting with sodium bicarbonate. U.S. Departament of Agriculture Circular 939. U.S. Gov. Print. Office, Washington, D.C.
- Olson, S. L., 1975. Paleornithology of St. Helena Island, South Atlantic Ocean. *Smithson. Contrib. Paleobiol.* 23, 1-49.
- Omernik, J.M., 1977. Nonpoint sources – stream nutrient level relationships, a nationwide study. PA-600/3-77-105. U.S. Environmental Protection Agency, Corvallis, Oreg.
- Onken, A.B., Mathenson, E.L., 1982. Dissolution rate of EDTA-extractable phosphate from soils *Soil Science Society of America Journal* 46, 276-279.
- Ozanne, P.G., Kirton, D.J., Shaw, T.C., 1961. The loss of phosphorus from sandy soils. *Australian Journal of Agricultural Research* 12, 409- 423.
- Palomäki, V., Holopainen, T., 1995. Effects of nitrogen deficiency and recovery fertilization on ultrastructure, growth, and mineral concentrations of Scots pine needles. *Canadian Journal of Forest Research Ottawa, National Research Council of Canada.* 25,198-207.
- Paquin, R., Margolis, H.A., Doucet, R., 1998. Nutrient status and growth of black spruce layers and planted seedlings in response to nutrient addition in the boreal forest of Quebec. *Canadian Journal of Forest Research* 28, 729-736.
- Parfitt, R.L., 1978. Anion adsorption by soils and soil materials. *Advances in Agronomy* 30, 1–50.
- Parfitt, R.L., Fraser, A.R., Russell, J.D., Farmer, V.C., 1977. Adsorption on hydrous oxides. II. Oxalate, benzoate and phosphate on gibbsite. *Journal of Soil Science* 28, 40-47.
- Parfitt, R.L., Russell, J.D., Fraser, A.R., 1976. Confirmation of the surface structures of goethite (α -FeOOH) and phosphated goethite by infrared spectroscopy. *Journal of the Chemical Society, Faraday Transactions I.* 72, 1082-1087.
- Parris, K., 1998. Agricultural nutrient balances as agri-environmental indicators, an OECD perspective. *Environmental Pollution* 102, 219-225.
- Partick, W.H., Khalid, R.A., 1974. Phosphate realease and sorption by soils and sediments with varying levels of extractable phosphorus. *Journal of Environmental Quality* 3, 53- 55.
- Parton, W.J., Schimel, D.S., Cole, C.V., Ojima, D.S., 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal* 51, 1173–1179.
- Pascual Aguilar, J.A., Rubio, J.L., Andreu, V., Campo, J., González, O., Gimeno, E., 2010. Tamaño de área de drenaje y conectividad hidrológica en la formación de escorrentía en cuencas semiáridas mediterráneas. Cuenca aforada del Barranc del Carraixet. Pirineos. *Revista de Ecología de Montaña* 165, 179-192.
- Pautler, M.C., Sims, J.T., 2000. Relationships between soil test phosphorus, soluble phosphorus, and phosphorus saturation in Delaware soils. *Soil Science Society of America Journal* 64, 765–773.

- Pavlatou, A., Polyzopoulos, N.A., 1988. The role of diffusion in the kinetics of phosphate desorption, the relevance of the Elovich equation. *Journal of Soil Science* 39, 425-436.
- Pelton, D.K., Levine, S.N., Braner, M., 1998. Measurements of phosphorus uptake by macrophytes and epiphytes from the La Platte river (VT) using P-32 in stream microcosms. *Freshwater Biology* 39, 285-299.
- Peña, F., Torrent, J., 1990. Predicting phosphate sorption in soil of Mediterranean regions. *Fertilizer Research* 23, 173-179.
- Pérez, M.J., 1995. Comparación de cuatro métodos extractantes de fósforo disponible en suelos tratados con fuentes de fósforo de diferentes grados de solubilidad. *Agronomía Tropical* 45, 507-526.
- Picone, L.I., Zamuner, E., 2002. Fósforo orgánico y fertilidad fosfórica. *Informaciones Agronómicas del Cono Sur*, nº16, INPOFOS Simposio de Fósforo, "Enfoque sistémico de la Fertilización Fosfórica", pp. 11-15.
- Pierson, S.T., Cabrera, M.L., Evanylo, G.K., Kuykendall, H.A., Hoveland, C.S., McCann, M.A., West, L.T., 2001. Phosphorus and ammonium concentrations in surface runoff from grasslands fertilized with broiler litter. *Journal of Environmental Quality* 30, 1784-1789.
- Pierzynski, G.M., 1991. The chemistry and mineralogy of phosphorus in excessively fertilized soils. *Critical Reviews in Environmental Control* 21, 265-295.
- Pionke, H.B., Gburek, W.J., Schnabel, R.R., Sharpley, A.N., Elwinger, G.F., 1999. Seasonal flow, nutrient concentrations and loading patterns in stream flow draining an agricultural hill-land watershed. *Journal of Hydrology* 220, 62-73.
- Pionke, H.B., Gburek, W.J., Sharpley, A.N., Zollweg, J.A., 1997. Hydrologic and chemical controls on phosphorus loss from catchments. In Tunney, H., Carton, O.T., Brookes, P.C., Johnston, A.E., (eds.), *Phosphorus loss from soil to water*. CAB International Press, Cambridge, England, pp. 225-242.
- Pionke, H.B., Gburek, W.J., Sharpley, A.N., 2000. Critical source area controls on water quality in an agricultural watershed located in the Chesapeake Basin. *Ecological Engineering* 14, 325-335.
- Polyzopoulos, N.A., Karamidas, V.A., Kiosse, H., 1985. Phosphate sorption by some Alfisols of Greece as described by commonly used isotherms. *Soil Science Society of America Journal* 49, 81-84.
- Ponnamperuma, F.N., 1972. The chemistry of submerged soils. *Advances in Agronomy*, 24, 29-56.
- Porta Casanellas, J., Lopez-Acevedo Reguerin, M., Roquero, C., 1994. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Ediciones Mundi-Prensa.
- Pote, D.H., Daniel, T.C., Nichols, D.J., Sharpley, A.N., Moore, P.A., Miller, D.M., Edwards, D.R., 1999. Relationship between phosphorus levels in three Ultisols and phosphorus concentrations in runoff. *Journal of Environmental Quality* 28, 170-175.
- Pote, D.H., Daniel, T.C., Sharpley, A.N., Moore, P.A., Edwards Jr., D.R., Nichols, D.J., 1996. Relating extractable soil phosphorus to phosphorus losses in runoff. *Soil Science Society of America Journal* 60, 855-859.
- Provin, T.L., 1996. Phosphorus retention in Indiana soils. Ph.D. thesis. Purdue University, West Lafayette, IN. 222 pp.
- Pütz, A., 2009. Secondary metabolites from marine sponges, with focus on the chemical ecology and biochemical characterisation of the stress-induced biotransformation of Aplysina alkaloids. Mathematisch-naturwissenschaftliche Fakultät, Düsseldorf.

- Quinton, J. N., Strauss, P., Miller, N., Azazoglu, E., Yli-Halla, M., Uusitalo, R., 2003. The potential for soil phosphorus tests to predict phosphorus losses in overland flow. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 166, 432–437.
- Quinton, J.N., Catt, J.A., Hess, T.M., 2001. The selective removal of phosphorus from soil, Is event size important? *Journal of Environmental Quality* 30, 538–545.
- Radtke, D., 2003. Índice de disponibilidad en el suelo por los cultivos. San Luis Hills Farm. <http://www.slhfarm.com/fertilidad.html>.
- Rajan, S.S.S., 2002. Comparison of phosphate fertilizers for pasture and their effect on soil solution phosphate. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 33, 2227–2245.
- Ramírez Avila, J.J., 2005. Transporte de sedimentos y fósforo en escorrentía bajo simulación de lluvia. Universidad de Puerto Rico.
- Ratkowsky, D.S., 1986. A statistical study of seven curves for describing the sorption phosphate by soils. *Journal of Soil Science* 37, 183–189.
- Raven, K.P., Hossner, L.R., 1994. Soil phosphorus desorption kinetics and its relationship with plant growth *Soil Science Society of America Journal* 58, 416–423.
- Reddy, K.R., Fisher, M.M., Ivanoff, D., 1996. Resuspension and diffusive flux of nitrogen and phosphorus in a hypereutrophic lake. *Journal of Environmental Quality* 25, 363–371.
- Reddy, K.R., Kadlec, R.H., Flaig, E., Gale, P.M., 1999. Phosphorus retention in streams and wetlands, a review. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 29, 83–146.
- Reddy, K.R., Wang, Y., DeBusk, W.F., Fisher, M.M., Newman, S., 1998. Forms of soil phosphorus in selected hydrologic units of the Florida Everglades. *Soil Science Society of America Journal* 62, 1134–1147.
- Rekolainen, S., 1989. Phosphorus and nitrogen load from forest and agricultural areas in Finland. *Aqua Fennica*, 19, 95–107.
- Renard, K.G., Foster, G. R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., coordinators. 1997. Predicting Soil Erosion by Water - A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U. S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 703. Washington D.C., USA, pp 404.
- Renard, K.G., Foster, G. R., Weesies, G.A., Porter, J.R., 1991. RUSLE, Revised universal soil loss ecuation. *Journal of Soil and Water Conservation* 46, 30–33.
- Richter, G., Negendank, J.F.W., 1977. Soil erosion processes and their measurement in the German area of the Moselle river. *Earth Surface Processes* 2, 261–278.
- Riezebos, H.Th., Loerts, A.C., 1998. Influence of land use change and tillage practice on soil organic matter in southern Brazil and eastern Paraguay. *Soil & Tillage Research* 49, 271–275.
- Rioja Molina, A., 2002. Apuntes de Fitotecnia General, E.U.I.T.A., Ciudad Real.
- Robach, F., Hajnsek, I., Eglin, I., Trémolières, M., 1995. Phosphorus sources for aquatic macrophytes in running waters, water or sediment? *Acta Botanica Gallica* 142, 719–731.
- Robach, F., Merlin, S., Rolland, T., Tremolieres, M., 1996 . Ecophysiological approach of water quality bioindication using aquatic plant materials. *Ecologie* 27, 203–214.
- Roche, P., 1983. Le méthodes d'apprkiations du statut phosphofique des sols. Leur application B l'estimation des besoins"en eng'rais Phosphate p. 165–193. In *Proc. Int. Congr. Phosphorus Compounds 3rd*, Casablanca. 4–6 Oct. 1983. IMPHOS, Casablanca, Morocco.

- Roche, P., Grière, L., Babre, D., Calba, H., Fdavier, P., 1980. Le phosphore dans les sols intertropicaux, Apprèhension des niveaux de carence et des besoins en phosphore. IMPHOS-GERDAT, Publi scientifique no. 2. IMPHOS, Paris.
- Rodà, F., Mayor, X., Sabaté, S., Diego, V., 1999. Water and nutrient limitations to primary production. In Rodà, F., Retana, J., Gracia, C.A., Bellot, J., (editores). *Ecology of Mediterranean evergreen oak forests*, Springer, Berlin, pp. 183-194.
- Ross, D.J., Tate, K.R., Scott, N.A., Feltham, C.W., 1999. Land-use change, effects on soil carbon, nitrogen and phosphorus pools and fluxes in three adjacent ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 803-813.
- Ross, S.M., 1993. Organic matter in tropical soils, current conditions, concerns and prospects for conservation. *Progress in Physical Geography* 17, 265-305.
- Rubio, L., McGrath, D., Culleton, N., Glennon, J., 1998. A preliminary comparative investigation of phosphorus in Irish grassland and in Spanish soils. *Pastos* 28, 97-105.
- Rudmann-Maurer, K., Weyand, A., Fischer, M., Stöcklin, J., 2007. The role of landuse and natural determinants for grassland vegetation composition in the Swiss Alps. *Basic and Applied Ecology* 9, 494-503.
- Sabaté, S., Sala, A., Gracia, C., Tenhunen, J.D., 1994. Canopy structure within a *Quercus ilex* forested watershed, variations due to location, phenological development, and water availability *Trees - Structure and Function* 8, 254-261.
- Sah, R.N., Mikkelsen, D.S., Hafez, A.A., 1989. Phosphorus behavior in flooded-drained soils. II. Iron transformation and phosphorus sorption. *Soil Science Society of America Journal* 53, 1723-1729.
- Sample, E.C., Soper, R.J., Racz, G.J., 1980. Reactions of phosphate fertilizers in soils. In Khasawneh, F.E., ed. *The Role of Phosphorus in Agriculture*. ASA-CSSA-SSSA Madison, WI, pp. 263-304.
- Sánchez, P.A., Uehara Goro, 1980. Management considerations for acid soils with high phosphorus fixation capacity. En, "The role of phosphorus in Agriculture". (Khasawneh, F.E., et al., Eds.), ASA-CSSA-SSSA, Madison, Wisconsin, USA.
- Sánchez, P.A., 1976. *Properties and Management of Soils in the Tropics*. Wiley, Chichester.
- Sande, P., 2005. Transporte de sólidos en suspensión y elementos químicos asociados desde una cuenca agroforestal. Tesis Doctoral, Universidad da Coruña, 330 pp.
- Sande, P., Mirás, J.M., Vidal, E., Paz, A., 2005. Formas de fósforo y su relación con la erosión en aguas superficiales bajo clima atlántico. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo VII*, 125-130.
- Sandoval, M., Stolpe, N., Zagal, E., Mardones, M., Junod, J., 2003. El secuestro de carbono en la agricultura y su importancia con el calentamiento global *Theoria* 12, 65-71.
- Sanyal, S.K., De Datta, S.K., Chan, P.Y., 1993. Phosphate sorption-desorption behavior of some acidic soils of south and southeast Asia. *Soil Science Society of America Journal* 57, 937-945.
- Sanyal, S.K., De Datta, S.K., 1991. Chemistry of phosphorus transformations in soil. *Advances in Soil Science* 16, 1-20.
- Sanyin, M., Mermut, A.R., Tiessen, H., 1990. Phosphate sorption-desorption characteristics by magnetically separated soil fractions. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1298-1304.
- Saviozzi, A., Levi-Minzi, R., Cardelli, R., Riffaldi, R., 2001. A comparison of soil quality in adjacent cultivated, forest and native grassland soils. *Plant and Soil* 233, 251-259.

- Schauder, H., Auerswald, K., 1992. Long-term efficiency of a vegetated filter strip under agricultural use. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.* 155, 489–492.
- Schindler, D.W., Nighswander, J.E., 1970. *J. Fish Res. Board Can.* 27, 260- 262. Citado en, Sharpley, AN y Menzel, RG (1987). The impact of soil and fertilizer phosphorus on the enviroment *Advances in Agronomy* 41, 297- 324.
- Schoeters, E., Schmidt, J.O., Billen, J., 1997. Venom Gland Morphology in *Pepsis pallidolimbata pallidolimbata* and Biological Use and Activity of *Pepsis* Venom. *Canadian Journal of Zoology* 75, 1014-1019.
- Schoumans, O.F., Breeuwsma, A., 1997. The relation between accumulation and leaching of phosphorus, Laboratory, field and modelling results. In Tunney, Carton, O.T., Brookes, P.C., Johnston, A.E., (eds.), *Phosphorus loss from soil to water H.*, CAB International Press, Cambridge, England, pp 361-363.
- Schoumans, O.F., Silgram, M., (eds.) 2003. Review and Literature Evaluation of Quantification Tools for the Assessment of Nutrient Losses at Catchment Scale. EUROHARP report 1-2003, NIVA report SNO 4739-2003, ISBN 82-557-4411-5, Oslo, Norway, 120 pp.
- Schoumans, O.F., Groenendijk, P., 2000. Modeling soil phosphorus levels and phosphorus leaching from agricultural land in the Netherlands. *Journal of Environmental Quality* 29, 111-116.
- Schoumans, O.F., Lepelaar, P., 1995. Emissions of pesticides and nutrients in the flower bulb culture. (In Dutch.) Rep. No. 387.1, Staring Centre, Wageningen, the Netherlands.
- Schoumans, O.F., 1995. Description and validation of the process formulation of abiotic phosphate reactions in acid sandy soils. (In Dutch.) Rep. No. 381, Staring Centre, Wageningen, the Netherlands.
- Schoumans, O.F., 1997. Relation between phosphate accumulation, soil P levels and P leaching in agricultural land. Rep. No. 146, Staring Centre, Wageningen, the Netherlands.
- Schoumans, O.F., 1999. Description of the behaviour of inorganic phosphate in peaty soils. (In Dutch.) Rep. No. 522, Alterra, Wageningen, the Netherlands.
- Schoumans, O.F., 2000. Determination of the degree of phosphate saturation in non-calcareous soils. In Pierzynski, G.M., (ed.) *Methods of phosphorus analysis for soils, sediments, residuals, and waters*. Southern Coop. Ser. Bull. 396. North Carolina State Univ., Raleigh, pp. 31–34.
- Schoumans, O.F., Chardon, W.J., 2003. Risk assessment methodologies for predicting phosphorus losses. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 166, 403–408.
- Schreiber, J.D., McDowell, L.L., 1985. Leaching of Nitrogen, phosphorus and organic carbon from wheat straw residues, I. Rainfall intensity. *Journal of Environmental Quality* 14, 251- 256.
- Schroeder, P.D., Radcliffe, D.E., Cabrera, M.L., Belew, C.D., 2004. Relationship between soil test phosphorus and phosphorus in runoff, Effects of soil series variability. *Journal of Environmental Quality* 33, 1452-1463.
- Schuman, G.E., Spomer, R.G., Piest, R.F., 1973. Phosphorus losses from four agricultural watersheds on Missouri valley loess. *Proceedings - Soil Science Society of America* 37, 424–427.
- Schwertmann, U., 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat- Lösung. *Z. Pflanzenernaehr. Dueng. Bodenkd.* 105, 194-202.
- Seeling, B., Zasoski, R.J., 1993. Microbial effects in maintaining organic and inorganic solution phosphorus concentrations in a grassland topsoil. *Plant and Soil* 148, 277-284.

- Sequi, P., Ciavatta, C., Antisari, L.V., 1989. Phosphate fertilizers and phosphorus loadings to river and seawater. In, *The role of phosphates in balanced fertilisation*. IFA, IMPHOS, Marrakesh, Morocco. Pp. 1- 21.
- Shang, C., Huang, P.M., Stewart, J.W.B., 1990. Kinetics of adsorption of organic and inorganic phosphates by short-range ordered precipitates of aluminum. *Canadian Journal of Soil Science* 70, 461-470.
- Shang, C., Stewart, J.W.B., Huang, P.M., 1992. pH effect on kinetics of adsorption of organic and iorganic phosphate by short-range ordered aluminum and iron precipitates. *Geoderma* 53, 1-14.
- Sharpley, A., Rekolainen, S., 1997. Phosphorus in Agriculture and Its Environmental Implications, in, *Phosphorus Loss from Soil to Water*, Tunney, H., Carton, O., Brookes, P., Johnston, A., (eds). Center for Agriculture and Biosciences, New York, pp. 1-53.
- Sharpley, A. N., 1996. Availability of residual phosphorus in manured soils. *Soil Science Society of America Journal* 60, 1459-1466.
- Sharpley, A., 1992. The transport of bioavailable phosphorus in agricultural runoff. *Journal of Environmental Quality* 21, 30-35.
- Sharpley, A., Moyer, B., 2000. Phosphorus forms in manure and compost and their release during simulated rainfall. *Journal Environmental of Quality* 29, 1462-1469.
- Sharpley, A.N., Kleinman, P.J.A., 2003. Effect of rain simulator and plot scale on overland flow and phosphorus transport. *Journal of Environmental Quality* 32, 2172-2179.
- Sharpley, A.N., Smith, S.J., 1990. Phosphorus transport in agricultural runoff, The role of soil erosion. In "Soil Erosion on Agricultural Land" Boardman, J., Foster, L.D.L., Dearing, J.A., (eds.), John Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, pp. 351-366.
- Sharpley, A.N., Syers, J.K., 1976. Phosphorus transport in surface run-off as influenced by fertiliser and grazing cattle. *New Zealand Journal of Science* 19, 277-282.
- Sharpley, A.N., Withers, P.J.A., 1994. The environmentally-sound management of agricultural phosphorus. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 39, 133-146.
- Sharpley, A.N., Menzel, R.G., 1987. The impact of soil and fertilizer phosphorus on the environment. *Advances in Agronomy* 41, 297- 324.
- Sharpley, A.N., Smith, J., Jones, O.R., Berg, W.A., Coleman, G.A., 1992. The transport of bioavailable phosphorus in agricultural runoff. *Journal of Environmental Quality* 21, 30-35.
- Sharpley, A.N., Syers, J.K., 1979. Phosphorus input into a stream draining an agricultural watershed, II. Amounts and relative significance of runoff types. *Water, Air and Soil Pollution* 11, 417- 428.
- Sharpley, A.N., 1981. Prediction of water-extractable phosphorus content of soils following a phosphorus addition. *Journal of Environmental Quality* 11, 166- 170.
- Sharpley, A.N., 1983. Effect of soil properties on the kinetics of phosphorus desorption. *Soil Science Society of America Journal* 47, 462-467.
- Sharpley, A.N., 1985a. Depth of surface soil-runoff interaction as affected by rainfall, soil slope, and management. *Soil Science Society of America Journal* 49, 1010-1015.
- Sharpley, A.N., 1990. Kinetics of sulfate desorption from soil. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1571-1575.

- Sharpley, A.N., 1993. An innovative approach to estimate bioavailable phosphorus in agricultural runoff by Fe oxide- impregnated paper. *Journal of Environmental Quality* 22, 597-601.
- Sharpley, A.N., 1995. Dependence of runoff phosphorus on extractable soil phosphorus. *Journal of Environmental Quality* 24, 920– 926.
- Sharpley, A.N., 2006. Lesson 34. Agricultural phosphorus management, Protecting production and water quality. Livestock and Poultry Environmental Stewardship (LPES) Curriculum, USDA. Agricultural Research Service, Midwest Plan Service, Iowa State University, Ames, Iowa.
- Sharpley, A.N., Ahuja, L.R., Menzel, R.G., 1981. The release of soil phosphorus to runoff in relation to kinetics of desorption. *Journal of Environmental Quality* 10, 386-391.
- Sharpley, A.N., Chapra, S.C., Wodepohl, R., Sims, J.T., Daniel, T.C., 1994. Managing agricultural phosphorus for protection of surface waters, issues and options. *Journal of Environmental Quality* 23, 437-451.
- Sharpley, A.N., Daniel, T., Gibson, G., Bundy, L., Cabrera, M., Sims, T., Stevens, R., Lemunyon, J., Kleinman, P., Parry, R., 2006. Best management practices to minimize agricultural phosphorus impacts on water quality. Agricultural Research Service Publication 163, University Park, Pennsylvania.
- Sharpley, A.N., Daniel, T.C., Edwards, D.R., 1993. Phosphorus movement in the landscape. *Journal of Production Agriculture* 6, 492–500.
- Sharpley, A.N., Daniel, T.C., Sims, J.T., Pote, D.H., 1996. Determining environmentally sound soil phosphorus levels. *Journal of Soil and Water Conservation* 51, 160-166.
- Sharpley, A.N., Foy, B.H., Withers, P.J.A., 2000. Practical and innovative measures for the control of agricultural phosphorus losses to water, An overview. *Journal of Environmental Quality* 29, 1–9.
- Sharpley, A.N., Hedley, M.J., Sibbesen, E., Hillbricht-Ilkowska, A., House, W.A., Ryszkowski, L., 1995. Phosphorus transfers from terrestrial to aquatic ecosystems. In Tiessen, H., (ed.) *Phosphorus and the Global Environment*, John Wiley and Sons. Chichester, UK, pp. 171–199.
- Sharpley, A.N., Kleinman, P., McDowell, R., 2001a. Innovative management of agricultural phosphorus to protect soil and water resources. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 32, 1071–1100.
- Sharpley, A.N., Kleinman, P.J.A., Heathwaite, A.L., Gburek, W.J., Folmar, G.J., Schmidt, J.P., 2008. Phosphorus loss from an agricultural watershed as a function of storm size. *Journal of Environmental Quality* 37, 362–368.
- Sharpley, A.N., Kleinman, P.J.A., McDowell, R.W., Gitau, M., Bryant, R.B., 2002. Modeling phosphorus transport in agricultural watersheds, Processes and possibilities. *Journal of Soil and Water Conservation* 57, 425–439.
- Sharpley, A.N., McDowell, R.W., Kleinman, P.J.A., 2001. Phosphorus loss from land to water, Integrating agricultural and environmental management. *Plant and Soil* 237, 287–307.
- Sharpley, A.N., Rillman, R.W., Syers, J.K., 1977. Use of laboratory extraction data to predict losses of dissolved inorganic phosphate in surface runoff and tile drainage. *Journal of Environmental Quality* 6, 33-36.
- Sharpley, A.N., Smith, S.J., Berg, W.A., Williams, J.R., 1985. Nutrient runoff losses as predicted by annual and monthly soil sampling. *Journal of Environmental Quality* 14, 354-360.

- Sharpley, A.N., Smith, S.J., Jones, O.R., Berg, W.A., Coleman, G.A., 1992. The transport of bioavailable phosphorus in agricultural runoff. *Journal of Environmental Quality* 21, 30-35.
- Sharpley, A.N., Smith, S.J., Stewart, B.A., Mathers, A.C., 1984. Forms of phosphorus in soil receiving cattle feedlot waste. *Journal of Environmental Quality* 13, 211-214.
- Sharpley, A.N., Syers, J.K., Tillman, R.W., 1978. An improved soil-sampling procedure for the prediction of dissolved inorganic phosphate concentrations in surface runoff from pasture. *Journal of Environmental Quality* 7, 455-456.
- Sharpley, A.N., Weld, J.L., Beegle, D.B., Kleinman, P.J.A., Gburek, W.J., Moore Jr., P. A., Mullins, G., 2003. Development of phosphorus indices for nutrient management planning strategies in the United States. *Journal of Soil and Water Conservation* 58, 137-152.
- Sharpley, A.N., Williams, J.R., (eds) 1990. EPIC, Erosion/ Productivity Impact Calculator, 1. Model Documentation. USDA Technical Bulletin No 1768. 235pp.
- Sheridan, J.M., Lowrance, R., Bosch, D.D., 1999. Management effects on runoff and sediment transport in riparian forest buffers. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers (ASAE)* 42, 55-64.
- Sheriff, D.W., Nambiar, E.K., Fife, D.N., 1986. Relationships between nutrient status, carbon assimilation and water use efficiency in *Pinus radiata* (D. Don) needles. *Tree Physiology* 2, 73-88.
- Shigaki, F., Sharpley, A.N., Prochnow, L.I., 2007. Rainfall intensity and phosphorus source effects on phosphorus transport in surface runoff from soil trays. *Science of the Total Environment* 373, 334-343.
- Sibbesen, E., 1978. An investigation of the anion-exchange resin method for soil phosphate extraction. *Plant and Soil* 50, 305-321.
- Silveira, A.P.D., 1992. Micorrizas. In *Microbiologia de Solo*. Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo. Campinas, Brasil.
- Simard, R.R., Beauchemin, S., Haygarth, P. M., 2000. Potential for preferential pathways of phosphorus transport. *Journal of Environmental Quality* 29, 97-105.
- Sims, J.T., Wolf, D.C., 1994. Poultry waste management, Agricultural and environmental issues. Academic Press, San Diego, CA. *Advances in Agronomy* 52, 2-83.
- Sims, J.T., Maguire, R.O., Leytem, A.B., Gartley, K.L., Pautler, M.C., 2002. Evaluation of Mehlich3 P as an agri-environmental soil phosphorus test for the mid-Atlantic United States of America. *Soil Science Society of America Journal* 66, 2016-2032.
- Sims, J.T., Simard, R.R., Joern, B.C., 1998. Phosphorus loss in agricultural drainage, Historical perspective and current research. *Journal of Environmental Quality* 27, 277-293.
- Sinaj, S., Frossard, E., Morel, J.L., 1992. Phosphate availability in Albanian soils. In, *Proceedings of second european society of agronomy congress*. Scaife, A., (eds.). Warwick, UK. ESA, HRI, Wellesbourne, pp. 306-307.
- Singh, S., Singh, J.S., 1996. Water-stable aggregates and associated organic matter in forest, savanna, and cropland soils of a seasonally dry tropical region. *India. Biology and Fertility of Soils* 22, 76-82.
- Smellie, J.A.T., Barroso Magno, L., Chapman, N.A., McKinley, L.G., Penna Franca, E., 1987. The P090S de Caldas project feasibility study, 1986-7. In, Come, B., Chapman, N.A., (Editors). *Natural Analogues in Radioactive Waste Disposal*. Graham and Trotman (pubs.).

- Smith, F., Mudge, S., Rae, A., Glassop, D., 2003. Phosphate transport in plants. *Plant and Soil* 248, 71-83.
- Smith, S.J., Sharpley, A.N., Ahuja, L.R., 1993. Agricultural chemical discharge in surface water runoff. *Journal of Environmental Quality* 22, 474-480.
- Smith, S.J., Sharpley, A.N., Williams, J.R., Berg, W.A., Coleman, G.A., 1991. Sediment-nutrient transport during severe storms. In Fan, S.S., Kuo, Y.H., (eds.), Fifth Interagency Sedimentation Conference, March 1991, Las Vegas, NV. Federal Energy Regulatory Commission, Washington, DC, pp. 48-55.
- Sollins, P., 1991. Effects of soil microstructure on phosphorus sorption in soils of the humid tropics. In, Tielsen, H., Hernández López D., Salcedo, L., (eds.), Phosphorus cycles in terrestrial and aquatic ecosystems. Saskatchewan Institute of Pedology. Saskatoon, Canada.
- Soranno, P.A., Hubler, S.L., Carpenter, S.R., Lathrop, R.C., 1996. Phosphorus loads to surface waters, a simple model to account for spatial pattern of land use. *Ecological Applications* 6, 865-878.
- Sotomayor, D., Martínez, G., Pérez, L., Ramírez, J.J., 2003. Off-field phosphorus transport from an Ultisol. (CD ROM). En, 2003 Annual Meeting Abstracts ASACSSA- SSSA, Denver, CO.
- Sparks, D.L., 2003. *Environmental Soil Chemistry*. Academic Press, San Diego, CA.
- Sposito, G., 1982. On the use of the Langmuir equation in the interpretation of “adsorption” phenomena. II. The “two surface” Langmuir equation. *Soil Science Society of America Journal* 46, 1147-1152.
- Sposito, G., 1989. *The Chemistry of Soils*. Oxford University Press, New York, 277 p.
- Stamm, C., Flühler, H., Gächter, R., Leuenberger, J., Wunderli, H., 1998. Preferential transport of phosphorus in drained grassland soils. *Journal of Environmental Quality* 27, 515-522.
- Steinshamn, H., Thuen, E., Bleken Azzaroli, M., Brenøe Tutein, U., Ekersholt, G., Yri, C., 2004. Utilization of nitrogen (N) and phosphorus (P) in an organic dairy farming system in Norway. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104, 509-522.
- Stewart, J.W.B., Sharpley, A.N., 1987. Controls on dynamics of soil and fertilizer phosphorus and sulfur. In, Follett, R.F., Cole, C.V., (eds.). *Soil fertility and organic matter as critical components of production*. SSSA Special Publication 19. American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin. pp. 101-121.
- Stewart, J.W.B., Tiessen, H., 1987. Dynamics of soil organic phosphorus. *Biogeochemistry* 4, 41,60.
- Stewart, J.W.B., Sharpley, A.N., 1997. Controls on dynamics of soil and fertiliser phosphorus and sulphur. In, *Soil Fertility and Organic Matter as Critical Components of Production* (Follett, R.F., Stewart, J.W.B., Cole, C.V., eds). SSSA Special Publication 19, American Society of Agronomy, Madison, WI, USA.
- Stoneman, G.L., Dell, B., 1993. Growth of *Eucalyptus marginata* (Jarrah) seedlings in a greenhouse in response to shade and soil temperature. *Tree Physiology* 13, 239-252.
- Swan, S.B.St.C., 1970. Piedmont slope studies in a humid tropical region, Johor, Southern Malaya. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 10, 30-39.
- Syers, J.K., Curtin, D., 1989. Inorganic reactions controlling phosphorus cycling. In, Tiessen, H., (ed.), *Phosphorus Cycles in Terrestrial and Aquatic Ecosystems*. UNDP, Saskatchewan Institute of Pedology, Saskatoon, Canada, pp. 17-29.

- Syers, J.K., Evans, T.D., Williams, J.D.H., Murdock, J.T., 1971. Phosphate sorption parameters of representative soils from Rio Grade Do Sul, Brazil. *Soil Science* 112, 267-275.
- Syers, J.K., Walker, T.W., 1969. Fractionation of phosphorus in two cultivated soils and particle size separates. *Soil Science* 108, 283-289.
- Syers, J.K., Williams, J.D.H., Campbell, A.S., Walk, T.W., 1967. The significance of apatite inclusions in soil phosphorus studies. *Soil Science Society of America Journal* 31, 752-756.
- Szilassi, P., Jordan, G., van Rompaey, A., Csillag, G., 2006. Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties in the Kali Basin at Lake Balaton, Hungary. *Catena* 68, 96 – 108.
- Talibudeen, O., 1981. Precipitation, En, The Chemistry of Soil Processes. (Greenland, D.J., Hayes, M.H.B., eds.) Wiley. Chichester, U.K.
- Tan, K.H., 1998. Principles of Soil Chemistry, third ed. Marcel Dekker, New York.
- Tan, Z.X., Lal, R., Smeck, N.E., Calhoun, F.G., 2004. Relationship between surface soil organic carbon pool and site variables. *Geoderma* 121, 187-195.
- Tate, K.R., Speir, T.W., Ross, D.J., Parfitt, R.L., Whale, K.N., Cowling, J.C., 1991. Temporal variations in some plant and soil P pools in two pasture soils of widely different P fertility status. *Plant and Soil* 132, 219-232.
- Tate, R.L.III, 1987. Organic matter transformations, ecosystem examples. In, *Soil Organic Matter, Biological and Ecological Effects*. Wiley, New York, pp. 26-53.
- Taylor, A.W., Kunishi, H.M., 1971. Phosphate equilibria on stream sediment and soil in a watershed draining an agricultural region, *Journal of Agricultural and Food Chemistry* 19, 827-831.
- Taylor, R.W., Ellis, B.G., 1978. A mechanism of phosphate adsorption on soil and anion exchange resin surfaces. *Soil Science Society of America Journal* 42, 432- 436.
- Tebrügge, F., Düring, R. A., 1999. Reducing tillage intensity, A review of results from a long-term study in Germany. *Soil & Tillage Research* 53, 15-28.
- Tham, S.H., 1983. Nutrient runoff from agricultural lands. Rep. 159. Agriculture Victoria, Melbourne, Australia.
- Thienemann, A., 1925. 'Die Binnengewässer Mitteleuropas. Eine limnologische Einführung', *Die Binnengewässer* 1, 1-255.
- Thomas, M.L., Lal, R., Logan, T., Fausey, N.R., 1992. Land use and management effects on nonpoint loading from Miamian soil. *Soil Science Society of American Journal* 56, 1871-1875.
- Tiessen, H., Frossard, E., Mermut, A.R., Nyamekye, A.L., 1991. Phosphorus sorption and properties of ferruginous nodules from semiarid soils from Ghana and Brazil. *Geoderma*, 48, 373-389.
- Tiessen, H., Stewart, J.W.B., Oberson, A., 1994. Innovative soil phosphorus availability indices. Assessing organic phosphorus. In Havlin, J.L., Jacobsen, J.S., (ed.) *Soil testing, prospects for improving nutrient recommendations*. Soil Science Society of America Special Publication 40, Madison, WI, pp. 143-162.
- Torbert, H.A., Daniel, T.C., Lemunyon, J.L., Jones, R.M., 2002. Relationship of soil test phosphorus and sampling depth to runoff phosphorus in calcareous and noncalcareous soils. *Journal of Environmental Quality* 31, 1380-1387.
- Torrent, J., Delgado, A., 2001. Using phosphorus in the soil solution to predict phosphorus desorption to water. *Journal of Environmental Quality* 30, 1829-1835.

- Torrent, J., Barberis, E., Gil-Sotres, F., 2007. Agriculture as a source of phosphorus for eutrophication in southern Europe. *Soil Use and Management* 23, 25-35.
- Torrent, J., Barrón, V., Schwertmann, U., 1990. Phosphate adsorption and desorption by goethites differing in crystal morphology, *Soil Science Society of America Journal* 54, 1007-1012.
- Torrent, J., Schwertmann, U., Barron, V., 1992. Fast and slow phosphate sorption by goethite-rich natural minerals, *Clays and Clay Minerals*, 40, 14–21.
- Tran, T.S., Simard, R.R., Fardeau, J.C., 1992. A comparison of four resin extractions and ³²P isotopic exchange for the assessment of plant-available P. *Canadian Journal of Soil Science* 72, 281–294.
- Trasar-Cepeda, C., Gil-Sotres, F., Guitian-Ojea, F., 1990. Relation between phosphorus fractions and development of soils from Galicia (NW Spain). *Geoderma* 27, 139–150.
- Turner, B.L., Haygarth, P.M., 2001. Phosphorus solubilization in rewetted soils. *Nature* 411,258.
- Turtola, E., Yli-Halla, M., 1999. Fate of phosphorus applied in slurry and mineral fertilizer, Accumulation in soil and release into surface water runoff. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 55, 165-174.
- U.E., 1975. Directiva 75/440/CEE del Consejo de 16 de junio de 1975, relativa a la calidad requerida para las aguas superficiales destinadas a la producción de agua potable en los estados miembros, DOCE 194/L, de 25-07-75.
- U.E., 2000. Directiva 2000/60/CEE del Parlamento Europeo y del Consejo por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas. DOCE L327, de 22-12-2000.
- Ulén, M.B., Kalisky, T., 2005. Water erosion and phosphorus problems in an agricultural catchment. Need for natural research for implementation of the EU water framework directive. *Environmental Science & Policy* 8, 477-484.
- USDA, 1986. Urban hydrology for small watersheds. Conservation Engineering Division Technical Release 55.
- USDA-NRCS, 1989. Estimating Runoff and Peak Discharges. Engineering Field Manual, Chapter 2, Washington, D.C.
- Uusi-Kämppe, J., Braskerud, B., Jansson, H., Syversen, N., Uusitalo, R., 2000. Buffer zones and constructed wetlands as filters for agricultural phosphorus. *Journal of Environmental Quality* 29, 151–158.
- Uusitalo, R., Tuhkanen, H.R., 2000. Phosphorus saturation of Finnish soils, Evaluating an easy oxalate extraction method. *Agricultural and Food Science in Finland* 9, 61–70.
- Uusitalo, R., Turtola, E., Puustinen, M., Paasonen-Kivekas, M., Uusi-Kämppe, J., 2003. Contribution of particulate phosphorus to runoff phosphorus bioavailability. *Journal of Environmental Quality* 32, 2007–2016.
- Vadas, P.A., Kleinman, P.J.A., Sharpley, A.N., Turner, B.L., 2005. Relating soil phosphorus to dissolved phosphorus in runoff, A single extraction coefficient for water quality modeling. *Journal of Environmental Quality* 34, 572–580.
- Valdecantos Dema, A., 2001. Aplicación de fertilizantes orgánicos e inorgánicos en la repoblación de zonas forestales degradadas de la Comunidad Valenciana. Tesis de Doctorado. Facultad de ciencias. Universidad de Alicante.

- Van den Bossche, A., De Neve, S., Hofman, G., 2005. Soil phosphorus status of organic farming in Flanders, an overview and comparison with the conventional management. *Soil Use and Management* 21, 415–421.
- Van der Zee, S.E.A.T.M., Fokkink, L.G.J., van Riemsdijk, W.H., 1987. A new technique for assessment of reversibly adsorbed phosphate. *Soil Science Society of America Journal* 51, 599–604.
- Van der Zee, S.E.A.T.M., Nederlof, M.M., van Riemsdijk, W.H., de Haan, F.A.M., 1988. Spatial variability of phosphate adsorption parameters. *Journal of Environmental Quality* 17, 682–688.
- Van der Zee, S.E.A.T.M., van Riemsdijk, W.H., de Haan, F.A.M., 1990. The protocol phosphate saturated soils. (In Dutch.) Part I, Explanation; Part II, Technical elaboration. Agricultural University Wageningen, the Netherlands.
- Van der Zee, S.E.A.T.M., van Riemsdijk, W.H., 1988. Model for long-term phosphate reaction kinetics in soil. *Journal of Environmental Quality* 17, 35–41.
- Van Riemsdijk, W.H., Boumans, L.J.M., de Haan, F.A.M., 1984a. Phosphate sorption by soils, I. A model for phosphate reaction with metal-oxides in soil. *Soil Science Society of America Journal* 48, 537–541.
- Van Riemsdijk, W.H., Lexmond, Th.M., De Haan, F.A.M., 1983. Fosfaat en kopertoestand van de cultuurgrond in de provincie Gelderland. Report Sub department Soil Science & Plant Nutrition, Agricultural University Wageningen, The Netherlands.
- Van Riemsdijk, W.H., van der Linden, A.M.A., Boumans, L.J.M., 1984b. Phosphate sorption by soils, III. The P diffusion-precipitation model tested for three acid sandy soils. *Soil Science Society of America Journal* 48, 545–548.
- Van Riemsdijk, W.H., de Haan, F.A.M., 1981. Reaction of orthophosphate with a sandy soil at constant supersaturation. *Soil Science Society of America Journal* 45, 261–266.
- Van Riemsdijk, W.H., Lyklema, J., 1980a. The reaction of phosphate with aluminum hydroxide in relation with phosphate bonding in soils. *Colloids and Surfaces* 1, 33–44.
- Van Riemsdijk, W.H., Lyklema, J., 1980b. Reaction of phosphate with gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$) beyond the adsorption maximum. *Journal of Colloid and Interface Science* 76, 55–66.
- Vazquez, S., Morales, L.A., 2000. Adsorción de fósforo por suelos ácidos de misiones Argentina. *Ciencia del Suelo* 18, 89–94.
- Venohr, M., Behrendt, H., Kluge, W., 2005. The effects of different input data and their spatial resolution on the results obtained from a conceptual nutrient emissions model, the River Stor case study. *Hydrological Procedure* 19, 3501–3515.
- Vila Pinto, I.C., 2003. Los sistemas acuáticos continentales. su ontogenia natural acelerada por efecto antropico, la eutrofización y la salinización. El agua en Iberoamérica, Tópicos Básicos y Estudios de Caso. Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, pp.11–21.
- Virgilio, 1990. Bucólicas. Geórgicas. Apéndice virgiliano. Editorial Gredos, Madrid.
- Visauta, B., 1998. Análisis estadístico con SPSS para Windows. Estadística multivariante McGraw-Hill, Madrid.
- VLM, 1997. Fosfaatverzadiging in zandige bodems in Vlaanderen. Vlaamse Landmaatschappij, Meise, Belgium.
- Vollmer, T., Schaerer, M., Stamm, C., Sinaj, S., Frossard, E., Fluehler, H., 2001. Remediation measures to reduce phosphorus losses from overfertilised grassland soils—Phosphorus losses via surface runoff. In Haygarth, P.M., *et al.* (ed.) Connecting phosphorus transfer from agriculture to impact in surface waters. Proc. Int. Phosphorus Transfer Workshop,

- Plymouth Univ. (extended abstracts). 28 Aug.–1 Sept. 2001. Inst. of Grassland and Environ. Res., North Wyke Res. Stn., Okehampton, UK, pp. 63.
- Vollmer, T., Schaerer, M., Stamm, C., Sinaj, S., Frossard, E., Fluehler, H., 2002. Phosphorus losses from overfertilised grassland soils, Effects of remediation measures. In Schmitz, G.H., (ed.) Vol. 2. Matter and particle transport in surface and subsurface flow. Proc. 3rd Int. Conf. Water Resources and Environment Research (ICWRER), Dresden Univ. of Technol., Dresden, Germany, pp. 203–207.
- Walker, T.W., Syers, J.K., 1976. The fate of phosphorus during pedogenesis. *Geoderma* 15, 1–19.
- Walling, D.E., 1983. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* 65, 209–237.
- Watson, C.J., Smith, R.V., Matthews, D.I., 2007. Increase in phosphorus losses from grassland in response to Olsen-P accumulation. *Journal of Environmental Quality* 36, 1452–1460.
- Weaver, D.M., Ritchie, G.P.S., Anderson, G.C., 1988. Phosphorus leaching in sandy soils. I. Short-term effects of fertilizer applications and environmental conditions. *Australian Journal of Soil Research* 26, 177–190.
- Webster, I.T., Ford, P.W., Hancock, G., 2001. Phosphorus dynamics in Australian lowland rivers. *Marine and Freshwater Research* 52, 127–137.
- Wells, C., Whingham, B., Lieth, H., 1972. Investigation of mineral nutrient cycling in upland Piedmont forest. *Journal of the Elisha Mitchell Scientific Society* 88, 66–78.
- Werner, W., Wodsak, H.P., (eds.) 1994. Stickstoff und Phosphateintrag in Fließgewässer Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung des Eintragsgeschehens im Lockergesteinsbereich der ehemaligen DDR. *Agrarspektrum* 22, 1–243.
- Wetzel, R.G., 1983. *Limnology*. Saunders, New York, London, 767 pp.
- White, R.E., Thomas, G.W., 1981. Hydrolysis of aluminum on weakly acidic organic exchangers, implications for phosphorus adsorption. *Fertilizer Research* 2, 159–167.
- White, R.E., 1982. Retention and release of phosphate by soil and soil constituents. In, *Soils in Agriculture, Critical reports on applied Chemistry*. Vol. 2. Soc. Chem. Tinker, P.E., (ed). Industry, Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, pp. 71–114.
- Wild, A., 1950. The retention of phosphate by soil. A review. *Journal of Soil Science* 1, 221–238.
- Willet, I.R., Chartress, C.J., Nguyen, T.T., 1988. Migration of phosphate into aggregated particles of ferrihydrite. *Journal of Soil Science* 39, 275–282.
- Winter, J.G., Duthie, H.C., 2000. Stream epilithic, epipelic and epiphytic diatoms, habitat fidelity and use in biomonitoring. *Aquatic Ecology* 34, 345–353.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1960. A universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning. *Proceedings of 7th International Congress Soil Science Society* 1, 418–425.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses, a guide to conservation planning. *Agriculture Handbook* 537. USDA. U.S.
- Withers, P.J.A., Ulen, B., Stamm, C., Bechmann, M.E., 2003. Incidental phosphorus losses—are they significant and can they be predicted? *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 166, 459–468.
- Wolf, J., Beusen, A.H.W., Groenendijk, P., Kroon, T., Rötter, R., van Zeijts, H., 2003. The integrated modeling system STONE for calculating nutrient emissions from agriculture in the Netherlands. *Environmental Modelling & Software* 18, 597–617.

-
- Wolfe, M. L., Pease, J., Zelazny, L., Daniels, L., Mullins, G., 2005. Virginia Phosphorus Index, Version 2.0. Technical Guide Virginia Tech Blacksburg VA 24061 USA. Available at, <http://p-index.agecon.vt.edu/>.
- Yuan, G., Lavkulich, L.M., 1995. Environmental phosphorus indices in manure amended soils in the Fraser basin of British Columbia, Canada. *Journal of Environmental Science and Health B30*, 841–857.
- Zhang, H., Schroder, J.L., Davis, R.L., Wang, J.J., Payton, M.E., Thomason, W.E., Tang, Y., Raun, W.R., 2006. Phosphorus loss in runoff from long-term continuous wheat fertility trials. *Soil Science Society of America Journal* 70, 163–171.
- Zhang, T.Q., MacKenzie, A.F., Liang, B.C., Drury, C.F., 2004. Soil test phosphorus and phosphorus fractions with long-term phosphorus addition and depletion. *Soil Science Society of America Journal* 68, 519–528.
- Zheng, Z., Simard, R.R., Lafond, J., Parent, L.E., 2002. Pathways of soil phosphorus transformation after 8 years of cultivation under contrasting cropping practices. *Soil Science Society of America Journal* 66, 999–1007.
- Zingg, A.W., 1940. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agricultural Engineering* 21, 59-64.